

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

INTERACTIONS LAC-EAUX SOUTERRAINES
ET SENSIBILITÉ AUX CHANGEMENTS CLIMATIQUES ET ENVIRONNEMENTAUX

THÈSE
PRÉSENTÉE
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DU DOCTORAT EN SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'ATMOSPHÈRE

PAR
MARIE DOMINIQUE JEANNE ARNOUX

AVRIL 2017

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de cette thèse se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.07-2011). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

*« C'est le propre des longs voyages
que d'en ramener tout autre chose
que ce qu'on allait y chercher. »*

Nicolas Bouvier (1975)

REMERCIEMENTS

Comme l'écrit Saint-Exupéry dans *Le Petit Prince*, « *les grandes personnes aiment les chiffres [...] mais elles ne vous questionnent jamais sur l'essentiel* ». En ce sens ce travail de recherche satisfait ce besoin de quantifier et d'expliquer avec des chiffres concrets des concepts scientifiques, mais c'est par cet essentiel que je vais commencer ce manuscrit de thèse. Je pense que la thèse, loin d'être un travail solitaire, est avant tout une expérience humaine au cours de laquelle on apprend sur soi et sur les autres. Il y a beaucoup de personnes, sans qui ce projet n'aurait pas pu être mené à bien, à qui je souhaite dire un sincère merci.

Je remercie tout d'abord le jury de cette thèse, merci d'avoir accepté de lire et d'examiner mon travail. Un grand merci à Pierre Ribstein pour ses bons conseils, son écoute et sa bienveillance qui m'ont toujours apporté de la motivation pour la recherche. Merci à Ian Clark pour ses commentaires positifs et enrichissants, je suis très honorée de son retour sur ce travail. Merci à Paul Del Giorgio pour son intérêt, enthousiasme et pour toutes ses remarques pertinentes. Merci à la présidente du jury, Christelle Marlin, pour sa sincérité et son intérêt tout au long de cette thèse. Merci à mes co-directeurs Elisabeth Gibert-Brunet et Florent Barbecot qui m'ont suivie et conseillée au cours de ces trois ans dans cette évolution scientifique et personnelle. Malgré quelques doutes au début, leur confiance m'a permis d'avancer pour en arriver au résultat qui s'illustre à travers ce manuscrit. Ils m'ont tous deux apporté par leur visions et connaissances complémentaires et m'ont permis de développer, je pense, de bonnes capacités d'adaptation. Merci Florent pour nos échanges scientifiques, pour tes idées originales qui ont su me guider dans les développements de problématiques intéressantes, il suffisait parfois d'un petit plus de ta part pour que je me lance dans des recherches fructueuses ou infructueuses mais qui permettaient toujours de discuter d'avantage. Ta vision des choses m'a apporté et fait avancer, tant sur le fond scientifique que sur l'aspect relationnel. Merci Elisabeth pour ton enthousiasme et implication sur ce sujet, ton

intérêt sur le fonctionnement des lacs à travers le monde a enrichi et agrandi la dimension que je donnais à ma thèse et m'a soutenu dans les moments de doutes. Je te remercie particulièrement pour ton soutien et ta disponibilité, notamment avant les deadlines importantes ou les congrès, et aussi pour cette fin de thèse dans la bonne humeur et l'échange.

J'ai effectué les deux tiers de ma thèse au Québec, où se trouvait mon terrain d'étude. Je souhaite remercier tous ceux qui m'ont accompagnée sur le terrain dans des conditions parfois difficiles, parfois chaotiques mais qui restent des souvenirs forts qui nous font maintenant sourire. Merci Léonora Fleurent de m'avoir suivi aux quatre coins du Québec, merci pour ton aide précieuse sur le terrain, pour ta compassion, ton écoute et pour nos discussions au fil de l'eau. Merci Karine Lefebvre pour ton soutien, ton efficacité et ton aide multifacettes au cours de ces trois ans. Merci Viorel Horoi pour ton aide sur le terrain et avec ArcGIS, merci de m'avoir encouragée et suivi, même par tempête de neige et glace. Merci Aurélie Noret pour ton optimisme à toute épreuve malgré le froid, ton aide particulièrement précieuse dans tout ce projet sur le terrain ou en laboratoire et aussi beaucoup pour ta bonne humeur, nos pauses café à Orsay étaient un rayon de soleil par les journées grises. Je remercie aussi les étudiants qui m'ont aidée sur les lacs ou en périphérie. Merci à Thiméo, Laetitia, Maxym-Karl pour m'avoir prêté main forte pour l'installation du matériel au lac, Mathis pour la suite du suivi du lac Lacasse et merci Cynthia pour ton efficacité administrative remarquable qui m'ont permis d'acquérir rapidement les clés de l'organisation des missions de terrain au Québec.

Je remercie toute l'équipe d'hydrogéologie de l'UQAM pour son support matériel et scientifique, sa bonne humeur et son dynamisme. Ce fut un plaisir de partager mon bureau avec Guillaume, Diogo, Paul, Sophie, Naser et Alexandre. Merci Marina Tcaci pour ta présence apaisante, ton oreille attentive et ta bienveillance, nos midis à EvaB étaient toujours une bouffée d'oxygène. Merci Sophie Guillon pour ta disponibilité et ton soutien, c'était une chance de partager mon bureau avec toi et ce fut très agréable de pouvoir continuer à

travailler avec toi ensuite. Merci Paul Baudron d'avoir été là du début à la fin de cette aventure, je te remercie pour ton soutien, ta positivité, tes conseils et pour tous ces moments partagés au bureau et aussi en dehors. Merci à Pauline Méjean pour tous nos échanges et discussions, Marina Alazard pour ses conseils et soutien, Marjolaine Roux pour son énergie positive, Floriane Moreira pour son soutien Radon, Marc-André Bourgault pour sa positivité, Denise Fontaine et Sylvain Gagné pour leur aide technique, Daniele Pinti pour son aide matérielle et sa bonne humeur, Guillaume Meyzonnat pour son enthousiasme et tous les étudiants, Félix, Olivier, Marion, avec qui c'était très sympa de pouvoir discuter autour d'un repas ou d'un verre.

Je remercie toute les équipes de recherche du GEOTOP, de GEOPS et du Département des sciences de la terre de l'UQAM pour leur sympathie et soutien. Je remercie plus particulièrement Aurélie Noret et Gaël Monvoisin pour m'avoir appris l'utilisation des machines et pour m'avoir beaucoup aidé dans l'analyse des échantillons à Orsay, Michel Lamothe et Pierre-Marc Godbout pour leur aide sur l'identification des kettle, Bassam Ghaleb pour sa gentillesse, Jean-François Hélie pour son aide scientifique, matérielle et technique dans les laboratoires du GEOTOP ainsi que Kim Ho, Frédéric Toupin, Chantal Rock et Pascale Beauchemin pour les services qu'ils m'ont rendus. Merci à Serge Paquet et Dolors Planas pour leur aide matérielle, le canot m'a suivi tout au long de ce projet et fut particulièrement utile. Merci pour tous les étudiants de l'UQAM et de GEOPS qui ont permis d'égayer le quotidien. Merci à Geneviève Vautour pour sa disponibilité, sans qui la vie étudiante aurait été bien moins vivante, Hugo Dubé-Loubert pour son esprit du kettle et son accueil chaleureux, Sam Davin pour son soutien linguistique et nos sorties de plein air et aussi David Au Yang pour son soutien de cotutelle et son attitude super positive.

Je souhaite également remercier les équipes d'hydrogéologie de l'UQAT et de l'UQAC qui m'ont accueillies dans leur locaux, m'ont écoutée, conseillée et fourni une aide matérielle et humaine sur place. Je souhaite tout particulièrement remercier Éric Rosa pour son accueil, son enthousiasme, tous ses conseils constructifs et enrichissants qui ont su m'apporter beaucoup tout au long de la thèse, ce fut un réel plaisir de pouvoir travailler avec lui.

Un grand merci à John Gibson qui fut un pilier scientifique important de ce projet, merci pour ses conseils, son aide et son soutien. Nos échanges scientifiques et sa présence, bien que lointaine, fut stimulante et enrichissante pour tout le travail produit.

Merci à toute l'équipe du GRIL de l'UQAM pour son support matériel et scientifique et également pour son intérêt me permettant de mettre un place une autre dimension à mon travail qui, je l'espère, pourra être utile aussi bien en hydrologie/hydrogéologie qu'en limnologie.

Pour clôturer ces remerciements je souhaite enfin remercier mes proches pour leur présence, soutien et pour tous les bons moments passés au Québec où ailleurs qui iront de pair avec les bons souvenirs de ses trois ans de thèse. Merci Fred de m'avoir toujours supportée dans mes choix, nos expéditions au Québec à la recherche des cascades de glace font partie d'une autre aventure qui m'a apporté beaucoup de soutien. Merci beaucoup à ma mère, mon père et ma sœur pour leur présence, écoute, soutien et conseils dont je suis très reconnaissante.

TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS	V
LISTE DES FIGURES	XIII
LISTE DES TABLEAUX.....	IXX
LISTE DES ABREVIATIONS	XXI
RESUME	XXIII
ABSTRACT	XXIV
INTRODUCTION GENERALE	1
CHAPITRE I	
ETAT DES CONNAISSANCES SUR LES INTERACTIONS LACS - EAUX SOUTERRAINES	7
1.1. Introduction du chapitre I	7
1.2. Le bilan hydrologique des lacs.....	8
1.3. Caractéristiques des lacs.....	10
1.3.1. Classifications.....	10
1.3.2. Stratification	12
1.4. Importance des interactions lacs-eaux souterraines pour la qualité des eaux	13
1.5. Les outils pour identifier et quantifier ces interactions.....	15
1.6. L'hétérogénéité de ces interactions	22
1.7. Leur sensibilité aux changements climatiques et environnementaux.....	24
1.8. Conclusion du chapitre I et objectifs de la thèse	26
CHAPITRE II	
LES INTERACTIONS EAUX DE SURFACE - EAUX SOUTERRAINES A L'ECHELLE REGIONALE : LE CAS DES LACS DE KETTLE	29
2.1. Introduction du chapitre II	29
2.2. Choix des lacs.....	30
2.2.1. Choix des petits lacs	30
2.2.2. Choix des lacs de kettle	31
2.2.3. Approche régionale et lacs d'étude.....	35

2.3. Bilans hydrologiques des lacs de kettle et quantification des apports souterrains	38
2.4. Conclusion du Chapitre II.....	65
CHAPITRE III	
LES INTERACTIONS EAUX DE SURFACE - EAUX SOUTERRAINES ET LA DYNAMIQUE DES TRACEURS DANS UN LAC TEMOIN	67
3.1. Introduction du chapitre III.....	67
3.2. Caractéristiques du lac d'étude.....	68
3.2.1. Choix du lac d'étude	68
3.2.2. Contexte hydrogéologique	69
3.3. Les interactions lac-eaux souterraines et dynamiques des traceurs	81
3.4. La chimie du lac Lacasse.....	113
3.5. La dynamique des flux d'eaux souterraines au sein du lac Lacasse selon les saisons.	121
3.6. Le bilan hydrologique du lac Lacasse	124
3.7. Conclusion du chapitre III	126
CHAPITRE IV	
SENSIBILITE DES LACS DE KETTLE FACE AUX CHANGEMENTS CLIMATIQUES ET ENVIRONNEMENTAUX FUTURS AU QUEBEC	129
4.1. Introduction du chapitre IV	129
4.2. Impacts des changements futurs sur la géochimie des lacs	130
4.3. Conclusion du chapitre IV	162
CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES	167
ANNEXE A. CARTE DES MOYENNES ANNUELLES PONDEREES DU $\Delta^{18}\text{O}$ DES PRECIPITATIONS.....	173
ANNEXE B. PRINCIPALES MORAINES ET TRANSGRESSIONS MARINES DU QUATERNAIRE AU QUEBEC .	174
ANNEXE C. BATHYMETRIES DE 20 LACS D'ETUDE SUR LES 21	175
ANNEXE D. ILLUSTRATION DE L'ECHANTILLONNAGE DE L'EAU DES LACS ET DE L'EAU SOUTERRAINE..	185
ANNEXE E. CARACTERISTIQUES PRINCIPALES DES LACS D'ETUDE.....	186
ANNEXE F. MOYENNES MENSUELLES DES PARAMETRES CLIMATIQUES POUR LES DIFFERENTS LACS.	187
ANNEXE G. SIGNATURE ISOTOPIQUE DES PLUIES POUR LES QUATRE ZONES D'ETUDES	189
ANNEXE H. VALEURS DES MESURES DE LA PREMIERE CAMPAGNE DE TERRAIN (JUN-JUILLET 2014).	190

ANNEXE I. VALEURS DES MESURES DE LA SECONDE CAMPAGNE DE TERRAIN (OCTOBRE-NOVEMBRE 2014)	194
ANNEXE J. LOCALISATION DES PROJETS D'ACQUISITION DES CONNAISSANCES SUR LES EAUX SOUTERRAINES (PACES).....	187
ANNEXE K. CARTE GEOLOGIQUE QUATERNAIRE DISPONIBLE POUR LE LAC LACASSE (LAMOTHE, 1952)	188
ANNEXE L. ILLUSTRATION DE L'ECHANTILLONNAGE DES SEDIMENTS LACUSTRES	189
ANNEXE M. CARACTERISTIQUES DES DIFFERENT PUIITS	190
ANNEXE N. PARAMETRES MESURES ET INSTRUMENTS UTILISES.....	191
ANNEXE O. TEMPERATURE DE L'AIR ET PRESSION ATMOSPHERIQUE	192
ANNEXE P. MOYENNES MOBILES SUR UNE JOURNEE DES PRINCIPALES DONNEES ENREGISTREES A LA STATION METEOROLOGIQUE DU LAC LACASSE	193
ANNEXE Q. Jaugeage de l'exutoire du lac Lacasse.....	204
ANNEXE R. VARIATIONS DU NIVEAU DU BAC, CORRIGE DES APPORTS ET RETRAITS D'EAU, AU PAS DE TEMPS HORAIRE	206
ANNEXE S. CALCUL DE L'EVAPORATION	207
ANNEXE T. VALEURS DES MESURES DU SUIVI GEOCHIMIQUE DU LAC LACASSE (DE JUIN 2015 A AOUT 2016)	210
BIBLIOGRAPHIE	217

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1. Schéma du bilan hydrologique d'un système lacustre. Entrées (I) : précipitations directes (P), tributaires (I_s), apports d'eaux souterraines (I_G), ruissellement (I_R). Sorties (Q) : Evaporation (E), exutoire de surface (Q_s), infiltrations souterraines (Q_G) ; modifié à partir de Hinton (2014).....	9
Figure 1.2. Distribution globale des principaux types de lacs d'après leur origine (Meybeck 1995). A. Nombre total par classe de superficie. B. Superficie cumulée correspondante. C. Proportion des principaux types de lacs en % des superficies.	11
Figure 1.3. (A) Lac nourrit par les eaux souterraines, (B) lac alimentant les eaux souterraines et (C) cas mixte (Winter et al., 1998).	12
Figure 1.4. Cycle annuel de stratification des lacs dimictiques. Chaque schéma est accompagné du profil thermique correspondant, analogue au profil de densité pour les lacs d'eau douce (Pernica, 2014).....	13
Figure 1.5. Schéma du bilan isotopique d'un lac bien mixé. Les entrées, associées à leurs compositions isotopiques, sont : les précipitations (P, δ_P), les apports de surface par ruissellement (I_R , δ_R) et rivières (I_U , δ_U) et les apports souterrains (I_G , δ_G) et les sorties : les flux de surface (Q_s , δ_s) et souterrains (Q_G , δ_G) ainsi que le taux d'évaporation (E, δ_E). δ_E est obtenue à partir de la composition isotopique de la vapeur atmosphérique (δ_A) et de l'humidité relative (h) (Gibson et al., 2015).	18
Figure 1.6. Digramme schématique de δ^2H vs. $\delta^{18}O$ identifiant les positions des compositions isotopiques des paramètres clefs du bilan isotopique d'un lac avec la composition isotopique moyenne des eaux de lac (δ_L), des entrant (δ_i), de l'eau évaporée (δ_E) et la composition isotopique limite des eaux du lac (δ^*), modifié à partir de Yi et al. (2008).	19
Figure 1.7. Schéma du bilan de ^{222}Rn d'un lac bien mixé. Les sources de ^{222}Rn sont : les apports souterrains (I_G), la production par les sédiments (F_{sed}) et la désintégration du radium ($+\lambda_{Ra}C_{Ra}$). Les sorties sont : la désintégration du ^{222}Rn ($-\lambda_{Rn}C_{Rn}$), le dégazage vers l'atmosphère (F_{surf}) et les flux sortants du lac en surface (Q_s) et en souterrain (Q_G) ; modifié à partir de Kluge et al. (2007)	21
Figure 2.1. Mode de mise en place et nomenclature des dépôts hérités de la fonte d'un glacier (dépôts fluvioglaciaires) ; a) pendant la fonte du glacier et b) après la fonte du glacier (Landry et al., 2012).....	33

Figure 2.2. Lacs de kettle. A gauche, photographie de l'équipe de biogéochimie du carbone des écosystèmes aquatiques boréaux (carbba.uqam.ca ; Canada) et à droite, photographie M. Arnoux (Saguenay, Canada).	33
Figure 2.3. Localisation des lacs d'étude au Québec méridional, modifiée de MDDELCC (2014).	37
Figure 2.4. Précipitation mensuelles moyennes (barres) et évaporation (lignes) dans les quatre régions d'étude. Les précipitations moyennes ont été calculées à partir des données moyennes au niveau de chaque lac (fournie par le MDDELCC); l'évaporation a été calculée par la méthode de Thornwaithe (Annexe S). Les deux rectangles grisés correspondent aux périodes d'échantillonnage.	37
Figure 2.5. Locations of the study sites within the four regions: Abitibi-Témiscamingue (AT), Outaouais (OUT), Laurentide-Lanaudière-Maurice (LLM), and Saguenay (SAG), and geological provinces (SIGEOM). Lakes designation to regions is determined on the basis of an administrative division.....	43
Figure 2.6. The mean major ion contents for each study region in lakes (grey) and in groundwater (dashed lines) for the two sampling campaigns.	52
Figure 2.7. Median, first and third quartiles, and maximum and minimum values of the mean calcite saturation index from lake samples from the four study areas.....	53
Figure 2.8. a) Median, first and third quartiles, and maximum and minimum of groundwater ^{222}Rn activity for each area and b) ^{222}Rn activity measured in the deep part of the lakes (white circles) and associated groundwater measured in nearby wells (black circles).	54
Figure 2.9. Groundwater inflow to lakes obtained through ^{222}Rn mass balance, the fluxes normalized to the lakes' surface areas. The bars represents groundwater inflows calculated for each lake (numbered as per Fig. 1) from the mean ^{222}Rn activity in groundwater per region, $\pm$ the standard deviation of ^{222}Rn activity in groundwater per region.	55
Figure 2.10. Isotopic signatures in precipitation, lake water, and groundwater in the four areas.	57
Figure 2.11. The evaporation to inflow ratios (E/I) calculated from the isotopic water balance model for the two sampling periods.	57
Figure 2.12. Sensitivity analyses of the isotopic mass balance for all the lakes, following the different scenarios.	58
Figure 2.13. The G-index and the C-index values of each of the lakes, quantifying their groundwater dependency. Results are presented in order of increasing G-indices obtained from autumn stable isotope signatures in lakes.	59
Figure 2.14. The flushing time obtained with both ^{222}Rn - and $\delta^{18}\text{O}$ -based methods for the different regions.....	62

Figure 2.15. The resilience of the studied lakes to surface pollution, and their sensitivity to groundwater quality or quantity changes. 63

Figure 3.1. Localisation du lac Lacasse et des différents puits et piézomètres. Le trait rouge correspond à la coupe de la Figure 13. 70

Figure 3.2. Coupe topographique entre les puits P10 et P5 ; données géologiques provenant du Système d'information hydrogéologique du Québec (MDDELCC, 2016) ; les pointillés représentent une épaisseur théorique de sédiments de 1 m. 71

Figure 3.3. Bac d'évaporation, de la station météorologique (DAVIS), du pluviomètre et du piézomètre dans lequel se trouve la sonde de mesure du niveau du lac (Octobre 2015). 72

Figure 3.4. Niveaux piézométriques dans les différents puits instrumentés au pas de temps 15 min (la pluviométrie n'est pas complète à partir de mi- novembre, voir 1.3.4.2.). 75

Figure 3.5. Carte piézométrique (piézométrie obtenue à partir des puits de surface et profonds, valeurs d'août 2015 – voir Annexe M) et carte de la composition isotopique dans les puits et mini piézomètres creusés autour du lac et des échantillonnages des puits profonds et de surface (points noirs sur la carte) 77

Figure 3.6. Pluviométrie enregistrée au lac Lacasse et corrigée selon la relation du WMO (pas de mesure des précipitations solides) et enregistrée à la station de Saint Faustin située à environ 15 km du lac Lacasse (prise en compte des précipitations solides). 78

Figure 3.7. Débit et température de l'exutoire du lac Lacasse ainsi que les précipitations brutes enregistrées à la station météo du lac au pas de temps 15 min (la pluviométrie n'est pas complète à partir de mi- novembre, voir 1.3.4.2.). 80

Figure 3.8. Débit mensuel moyen à l'exutoire du lac 80

Figure 3.9. Location of water (lake and groundwater) and sediment sampling points, and bathymetry of Lake Lacasse. Insert: Location of Lake Lacasse in the Laurentides region of Québec, Canada. 86

Figure 3.10. $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values measured in lake water, groundwater, rain, snow, and ice from the lake surface. Isotopic composition of atmospheric water vapour calculated from meteorological data. Local meteoric water line (LMWL) and Local Evaporation Line (LEL) determined by regression on rain and lake samples respectively. Samples were taken between June 2015 and May 2016. 89

Figure 3.11. Evolution of temperature versus depth in Lake Lacasse during the year 2015-2016. 90

Figure 3.12. Electrical conductivity (EC), temperature (T), and pH measured at various depths in the lake during a period of high stratification (June 26th 2015). Depth profiles were measured throughout the lake on a 20 to 40 m grid ($n = 68$ for EC and T, and $n = 61$ for pH). 98

Figure 3.13. Comparisons of $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$, and ^{222}Rn activity measured at B1, B2, and C in the lake, and at the outlet stream, at the same depth and time. The outlet is compared to samples at C at 0.5 m; B1 and B2 are compared to samples at C at equivalent depths ($n = 21$ for stable isotopes and $n = 16$ for ^{222}Rn).	99
Figure 3.14. Evolution of $\delta^{18}\text{O}$ and ^{222}Rn activity measured at various depths at point C in Lake Lacasse. The ice-covered period, from November 15 th to May 10 th , is represented by the grey area.	101
Figure 3.15. Results of the well-mixed one-layer isotopic and radon models fitted to mean volume weighted data; the ice-covered period, from November 15 th to May 10 th , is represented by the grey area.....	103
Figure 3.16. Measured and modelled lake water $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ evolutions at various depths (a. 0-2 m depth, b. 2-3 m, c. 3-4 m, and d. 4-5.5 m), and groundwater inflow at each depth, determined by the multi-layer isotope mass balance model. The ice-covered period, from November 15 th to May 10 th , is represented by the grey area.	104
Figure 3.17. Measured and modelled lake water ^{222}Rn activity evolutions at various depths and in the outlet stream, and groundwater inflow calculated in the different layers from the ^{222}Rn mass balance model. The ice-covered period, from November 15 th to May 10 th , is represented by the grey area.....	106
Figure 3.18. Diagramme de piper représentant les données du centre du lac, de l'exutoire et des différents puits. Insert : localisation des différents puits.	114
Figure 3.19. Paramètres physico-chimiques au cours du temps, au centre (C) et à l'exutoire du lac Lacasse et les niveaux piézométriques des puits P3, P7 et P9.; Les boîtes à moustaches représentent les variations mesurées des mêmes paramètres dans les eaux souterraines via les puits de surface et profonds des particuliers ; les zones grisées représentent la période d'automne (gauche) et la période de fonte (droite).	117
Figure 3.20. Activité du ^{222}Rn et compositions isotopiques $\text{d}^2\text{H}/\text{d}^{18}\text{O}$ au cours du temps, au centre (C) et à l'exutoire du lac Lacasse ; Les boîtes à moustaches représentent les variations mesurées des mêmes paramètres dans les eaux souterraines via les puits de surface et profonds des particuliers ; les zones grisées représentent l'automne (A) et la période de fonte (B).	118
Figure 3.21. Concentrations des cations au cours du temps, au centre (C) et à l'exutoire du lac Lacasse ; Les boîtes à moustaches représentent les variations mesurées des mêmes paramètres dans les eaux souterraines via les puits de surface et profonds des particuliers ; les zones grisées représentent l'automne (A) et la période de fonte (B).	119
Figure 3.22. Concentrations des anions au cours du temps, au centre (C) et à l'exutoire du lac Lacasse ; Les boîtes à moustaches représentent les variations mesurées des mêmes	

paramètres dans les eaux souterraines via les puits de surface et profonds des particuliers ; les zones grisées représentent l'automne (A) et la période de fonte (B).	120
Figure 3.23. Température enregistrée par des sondes automatiques dans les différents puits et piézomètres autour du lac Lacasse ; les zones grisées représentent l'automne (A) et la période de fonte (B).	122
Figure 3.24. Schémas conceptuels des dynamiques des flux souterrains alimentant le lac Lacasse et de leur représentativité au sein du lac, en fonction des saisons.	123
Figure 3.25. Temps de renouvellement de lac Lacasse estimé à partir de différents flux ; les flux souterrains sont estimés selon les deux modèles multicouches: isotopique (Iso) ou de ^{222}Rn (Rn).	125

Figure 4.1. Localisation of the study lakes (circles) and point grid of climate data (triangles).	138
Figure 4.2. Box plots of climate data for the reference period (Ref; 2010-2040) and future period (Fut; 2041-2071) obtained from CRCM5 –CanESM2 with RCP 4.5 (left) and RCP 8.5 (right) scenarios for the four different study areas. The variables are: a) surface air temperature, b) surface water evaporation (obtained from surface heat flux), c) surface relative humidity (obtained from surface specific humidity) and d) precipitations (Martynov <i>et al.</i> , 2013; Šeparović <i>et al.</i> , 2013).	145
Figure 4.3. a) Isotopic composition of Lake Lacasse between June 2015 and May 2016 measured and modelled following b) the pattern of recharge (R).	149
Figure 4.4. a) Monthly box plot of Lake Lacasse isotopic composition, calculated with RCP 4.5 climatic data, for different periods and various recharge patterns : (NC) no change, (S0) -33% in summer (from June to October), (S1) +200 % during melt period (from January to March) and -4% in summer and (S2) +200 % during melt period and -33% in summer; b) zoom on winter; c) zoom on summer.	151
Figure 4.5. Differences between mean lake Lacasse $\delta^{18}\text{O}$ on the reference period and mean lake Lacasse $\delta^{18}\text{O}$ on the future period, for the RCP 4.5 climate scenario and four scenarios of recharge evolution: (NC) no change, (S0) -33% in summer (from June to October), (S1) +200 % during melt period (from January to March) and -4% in summer and (S2) +200 % during melt period and -33% in summer.	152
Figure 4.6. Comparison between monthly results in $\delta^{18}\text{O}$ for both scenarios RCP 4.5 and 8.5 for the 2010-2171 period.	153
Figure 4.7. Box plot of the reference period (Ref; 2010-2040) of lake $\delta^{18}\text{O}$ composition and three lake $\delta^{18}\text{O}$ composition for future period (2041-2071) corresponding to three different recharge scenarios: no change (NC), +14% (Low) and +45% (High). The values in brackets correspond to the mean G-index (percentage of groundwater flow in the total inflow) for each lake calculated on the reference period.	156

Figure 4.8. Differences between mean lakes $\delta^{18}\text{O}$ on the reference period (2010-2040) and future period (2041-2071), for the higher recharge change scenario, versus lakes G-indices. Both RCPs 4.5 and 8.5 climate scenarios are represented.	157
Figure 4.9. Population evolution prediction versus change in recharge. The grey part symbolizes the scenarios for which lakes can be under risk of too important P load and therefore risk of a decrease in water quality.	158
Figure 4.10. Schéma résumant les différents paramètres mis en jeu et les impacts de leurs variations sur celles des signatures isotopiques des lacs ; (E) évaporation, (P) précipitation, (R) recharge, (h_e) niveau piézométrique, (I_G) apports souterrains et (δ_L) signature isotopique des eaux du lac ; représentation schématique de la situation actuelle (trait plein) et évolution possible en fonction de l'évolution future de bilan hydrologique (trait pointillé).....	165
Figure 5.1. Illustration du modèle des « quatre niveaux de réflexion », dans lequel les événements ou symptômes ne forment que la pointe émergée de l'iceberg dans la dynamique générale du système. De fait, les déterminants profonds du comportement du système s'avèrent moins évidents. Plus l'on s'éloigne des événements se déroulant en surface, et plus l'on se rapproche des « causes profondes », adaptation de Maani et Cavana (2007) et modifié de WWF (2016). Les numéros 1 à 3 correspondent aux objectifs de la thèse et le 4 à la synthèse des trois.....	168

LISTE DES TABLEAUX

Table 2.1. Main characteristics of the study areas; Weather data for each region are obtained from mean lakes weather data provided by the <i>Ministry of Sustainable Development, Environment, and Action against Climate Change</i> (MDDELCC). Evaporation was calculated using the Thornthwaite method.	44
Tableau 3.1. Caractéristiques géomorphologiques du lac Lacasse	73
Tableau 3.2. Bilan hydrologique du lac Lacasse ; l'évaporation et les précipitations sont estimés par rapport à la moyenne annuelle (basée sur les données de 1950 à 2004 du MDDELCC) ; l'exutoire, le ruissellement et les apports d'eaux souterraines sont mesurés sur l'année hydrologique allant de juin 2015 à mai 2016 ; les flux de sortie vers les eaux souterraines sont estimés grâce aux autres termes du bilan hydrologique ($=\sum \text{entrées} - \sum \text{sorties}$).....	125
Table 3.1. Characteristics of the four layers used in the models.....	95
Table 3.2. Sensitivity analysis for the water stable isotope mass balance model; τ is the mean lake flushing time by groundwater and R is the equivalent recharge on the lake catchment.	107
Table 3.3. Sensitivity analysis for the ^{222}Rn mass balance model; τ is the mean lake flushing time by groundwater, and R is the equivalent recharge on the lake catchment.	108
Table 4.1. Main lake characteristics.....	138
Table 4.2. Mean isotopic composition of groundwater obtained for the four regions.	142
Table 4.3. Predicted population evolution in the different study regions in 2036 regarding to 2011 following three different scenarios (ISQ, 2014).....	148

LISTE DES ABREVIATIONS

AT : Abitibi-Témiscamingue

CE : Conductivité électrique

CNIP : Canadian Network for Isotopes in Precipitation

GIEC : Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat

GNIP : Global Network for Isotopes in Precipitation

IPCC : Intergovernmental Panel on Climate Change

ISQ : Institut des statistiques du Québec

LAU : Laurentides

LLM : Laurentides, Lanaudière et Mauricie

MDDELCC : Ministère du développement durable, de l'environnement et de la lutte contre les changements climatiques

OUT : Outaouais

PACES : Programmes pour l'acquisition de connaissances sur les ressources en eaux souterraines

RSVL : Réseau de surveillance volontaire des lacs

SAG : Saguenay

SESAT : Société de l'eau souterraine d'Abitibi-Témiscamingue

SIGEOM : Système d'information géominière

WMO : World Meteorological Organization

WWF: World Wildlife Fund

RESUME

Face à l'augmentation actuelle des pressions anthropiques sur les réserves d'eaux douces, leur préservation, et notamment celle des eaux souterraines, est primordiale. Les interactions entre les lacs et les eaux souterraines sont étudiées ici afin d'identifier si certains lacs peuvent être utilisés comme indicateurs de changements qualitatifs et quantitatifs des eaux souterraines, spécialement au Québec où plus de 10% du territoire est recouvert d'eaux douces avec un million de lacs recensés.

Une vingtaine de petits lacs de kettle, situés dans des dépôts fluvioglaciaires, ont été spécifiquement choisis pour leur très probable interconnexion avec les aquifères libres peu profonds. Les flux d'eaux souterraines ont été quantifiés via les bilans hydrologiques des lacs couplés aux deux traceurs naturels des eaux souterraines que sont les isotopes stables de la molécule d'eau et le radon-222. A l'échelle régionale, ces lacs présentent un apport annuel et un temps de renouvellement relativement rapide par les eaux souterraines. A l'échelle locale, la modélisation journalière multicouches d'un lac témoin (le lac Lacasse) montre l'importance de la mesure des traceurs, et leur complémentarité, sur la colonne d'eau en fonction des saisons.

Différents scénarii d'évolution climatique et environnementale ont ensuite été testés sur les bilans hydrologiques à long terme. Les résultats montrent que la sensibilité de la composition isotopique des lacs à l'horizon 2050 face à l'évolution de la recharge est principalement contrôlée par le pourcentage que représente l'apport des eaux souterraines dans le total de leurs apports en eau, avec une sensibilité optimale pour une fraction de 50 à 80% des apports totaux.

Par l'amélioration des connaissances sur les interactions entre lacs et eaux souterraines et sur les outils qui les mettent en évidence, ce travail de recherche a montré que la signature géochimique des lacs peut être utilisée comme indicateur du devenir des ressources en eaux souterraines face aux changements climatiques et environnementaux, pour une meilleure gestion durable de ces hydrosystèmes.

Mots clés: Interactions lacs-eaux souterraines ; Traceurs environnementaux ; Isotopes stables de l'eau ; Radon-222 ; Recharge ; Changements climatiques ; Changements environnementaux

ABSTRACT

In the face of modern anthropogenic pressures the preservation of freshwater resources, particularly groundwater, is paramount. This study investigates interactions between small lakes and groundwater in Quebec, where more than 10% of the territory is covered by freshwater including one million inventoried lakes, to determine whether these lakes may be used as indicators of groundwater change.

Twenty-one kettle lakes, set in fluvioglacial deposits, have been specifically targeted for this study due to the high likelihood of connection to shallow unconfined aquifers. Groundwater flows were quantified via lake water balances coupled with two natural tracers of groundwater: stable isotopes of water and Radon-222. On a regional scale the majority of these lakes are characterized by an important annual groundwater inflow and a short-to-medium groundwater flushing time. Daily multi-layer modeling of one of the study lakes, Lake Lacasse, highlights the importance of conducting measurements of these complementary tracers on the water column at the local scale.

Different climate and environmental change scenarios were tested to determine the longterm evolution of lake geochemistry. The results indicate that the sensitivity of the isotopic composition of lake water to changes in recharge by year 2050 is mainly controlled by the amount of the total lake balance contributed by groundwater, with an optimum sensitivity for 50-80% of the total inflows contributed by groundwater.

This research demonstrates that the geochemical signatures of lakes can be used to indicate future groundwater change in response to climate and environmental evolution, which may assist in improvements to the sustainable management of freshwater resources.

Keywords: lakes, groundwater, stable isotopes of water, radon-222, environmental tracers, climate and environmental changes

INTRODUCTION GENERALE

Le changement climatique a entraîné une hausse des températures annuelles moyennes de l'air à l'échelle mondiale, un changement qui devrait se poursuivre à l'avenir (IPPC, 2014) et dont l'intensification sera fonction des mesures et des politiques publiques conduites par l'ensemble des Etats. L'étude des interactions entre le climat et les processus hydrologiques a amélioré notre compréhension de l'impact du changement climatique sur le devenir des ressources en eau (Velázquez *et al.*, 2013). Cependant, la manière dont la disponibilité des ressources en eaux sera affectée par les changements futurs de température, de précipitations et d'autres forçages climatiques n'est pas encore bien comprise et dépend à la fois des modèles et des scénarii utilisés ainsi que de la région étudiée. Bien que la majorité des scientifiques s'accordent sur l'augmentation des températures de surface, l'étendue et la répartition spatiale des modifications des différentes composantes du cycle de l'eau présentent de nombreuses incertitudes et sont donc difficiles à prévoir. Au Québec méridional, les observations passées montrent une augmentation de la température annuelle moyenne de 1,4°C mais aucune tendance significative des précipitations. Selon les modèles et les scénarii considérés, les sorties des modèles climatiques indiquent une augmentation de la température de 2,3 à 8,2°C en hiver et de 1,9 à 7,2°C en été et des changements dans les précipitations de +5 à +36% en hiver et -4 à +11% en été d'ici 2080 (Ouranos, 2014). Parallèlement à ce changement climatique, l'augmentation de la population entraîne d'autres changements environnementaux qui impactent les ressources en eau à la fois en quantité, avec l'augmentation de la demande, et en qualité, en raison des rejets produits par l'homme et les modifications de l'utilisation des terres pour le développement des zones urbaines, de l'élevage et de l'agriculture intensive. L'augmentation de ces pressions climatiques et environnementales entraîne des changements visibles sur les eaux de surface, mais aussi, et souvent moins visibles, sur les ressources en eaux souterraines.

Le paysage particulier parsemé de lacs et de rivières du Québec est directement lié à son héritage de la dernière glaciation qui a laissé derrière elle une topographie relativement plate, des dépôts sédimentaires typiques ainsi qu'un réseau hydrographique particulièrement dense. Avec environ un million de lacs répertoriés, ses innombrables rivières et un des plus grands fleuves du monde, *i.e.* le Saint-Laurent, les vastes ressources en eau douce du Québec font partie intégrante de son développement socio-économique et ont une importance stratégique dans le contexte actuel des changements climatiques et environnementaux. Mais, malgré l'abondance des ressources en eaux douces sur son territoire, le Québec n'est pas à l'abri de ces changements. La dégradation de la qualité des eaux de surface, déjà observée au niveau de nombreux lacs et rivières (MDDELCC, 2014), pourrait mener à des ponctions plus importantes dans les aquifères (augmentation des pompages pour l'eau potable, les industries et l'agriculture), eux-mêmes pouvant être impactés par les changements climatiques en cours (Kurylyk and MacQuarrie, 2013; Baudron *et al.*, 2015). Les effets de ces changements se caractérisent en général par : i) la baisse de niveaux des nappes qui pourrait mettre en péril l'alimentation en eau des communautés rurales, ii) l'assèchement de certains aquifères superficiels, iii) le tarissement des cours d'eau en période d'étiage, iv) le changement en qualité de l'eau souterraine disponible et v) des modifications majeures au niveau des écosystèmes dépendants des eaux souterraines (Neumann *et al.*, 2010). En effet, les eaux souterraines ont un rôle majeur dans le maintien et le renouvellement des hydrosystèmes de surface tels que les lacs et les rivières (Winter, 1999; Jasechko *et al.*, 2016). En jouant un rôle important dans la santé humaine ainsi que dans celle des écosystèmes, les eaux souterraines représentent un enjeu majeur dans le développement socio-économique du pays.

A partir 2008, des mesures ont été prises par le gouvernement du Québec pour la surveillance et la gestion des eaux souterraines, principalement à travers la mise en place des programmes pour l'acquisition de connaissances sur les ressources en eaux souterraines (PACES) développés par le ministère du développement durable, de l'environnement et de la lutte contre le changement climatique (MDDELCC, 2015). Cependant, le réseau Québécois de suivi des eaux souterraines et sa base de données piézométriques associée sont encore trop récents pour permettre d'observer les tendances de cette ressource et ainsi le développement

de programmes de gestion durable à grande échelle. De plus, les piézomètres de suivi sont encore très mal distribués sur le territoire et parfois soumis à l'influence des pompages individuels.

Par conséquent, en ce qui concerne la question des impacts respectifs des changements climatiques et environnementaux sur les ressources en eaux souterraines au Québec, il existe encore de nombreuses incertitudes, en particulier concernant leur recharge. La recharge, qui correspond à la fraction des précipitations qui rejoint la zone saturée d'une formation géologique, est un des paramètres du cycle hydrologique les plus difficiles à quantifier mais aussi indispensable pour prévoir la durabilité des ressources en eaux souterraines (Rivard *et al.*, 2013). Au Québec, le taux de recharge pourrait être fortement affecté par le changement climatique car, dans ce type de climat continental froid, elle se produit à l'automne et surtout à la fin de l'hiver, lors de la fonte des neiges. Ainsi, si la fonte apparaît plus tôt et se produit plus rapidement dans l'année, la dynamique de recharge peut en être profondément modifiée. Aujourd'hui de nombreuses études portent sur cette problématique au Québec mais, à ce jour, aucun modèle réaliste ne permet de prévoir l'impact du changement climatique sur le renouvellement des ressources en eaux souterraines, et donc sur leur capacité à soutenir les flux hydriques en surface (Kurylyk and MacQuarrie, 2013).

Ainsi, il est de la plus haute importance de prédire les impacts des changements climatiques et environnementaux sur les ressources en eaux souterraines, à la fois en quantité et qualité. De plus, parce que les chroniques piézométriques ne sont pas encore assez fiables et assez longues pour mettre en évidence des tendances statistiquement valides, un autre indicateur semble nécessaire pour déterminer l'évolution des eaux souterraines à l'échelle régionale. Cet indicateur doit être i) assez intégrateur pour s'affranchir de l'impact des pompages, ii) rapidement interprétable, et iii) aussi naturel que possible afin d'être utilisé sur un grand territoire avec peu d'instrumentation et de coût. Or les nombreux lacs Québécois, qui font partie intégrante du continuum hydrologique (Cherkauer and Zager, 1989; Winter, 1999), peuvent représenter des zones intégratrices et naturelles, témoins de l'évolution du cycle

hydrologique à grande échelle grâce à leur répartition sur le territoire. Ils pourraient donc être de nouveaux indicateurs de l'évolution des nappes d'eaux souterraines.

En outre, il existe de nombreux intérêts, à la fois scientifiques et socio-économiques, à mieux comprendre l'évolution et la vulnérabilité des eaux des lacs dans le contexte des changements climatiques et environnementaux. Ces intérêts s'inscrivent dans la politique québécoise avec, entre autres, la création du réseau de surveillance volontaire de la qualité des lacs (RSVL) en 2003 afin d'améliorer le suivi des eaux des lacs et qui regroupe, en 2015, les riverains volontaires de 788 lacs à travers la province. De nombreux groupes de recherche travaillent sur cette thématique mais encore peu d'études se portent sur la façon dont les changements affectant les eaux souterraines pourraient se répercuter sur les lacs. D'ailleurs, les apports d'eaux souterraines restent aujourd'hui une source importante d'incertitudes dans de nombreuses études limnologiques et sont rarement considérés dans les plans de gestion des lacs. En effet, l'étude des lacs et des eaux souterraines restent deux domaines de recherche scientifiques distincts par nombreux aspects. Il n'existe pas aujourd'hui d'indice spécifique permettant de déterminer et/ou quantifier directement la connexion entre un lac et les eaux souterraines, or cette information peut changer à la fois notre compréhension de i) l'hydrogéologie régionale, surtout sur un territoire comme le Québec, et ii) l'évolution des lacs, car leur fonctionnement est gouverné par leur bilan hydrologique qui détermine le temps de résidence de l'eau et leur évolution.

C'est dans ce contexte où il est maintenant primordial de mieux gérer les ressources en eaux à la fois de surface et souterraines que s'inscrit cette thèse. Le but est ici d'améliorer la connaissance des variations spatiotemporelles des apports souterrains dans les lacs et des outils qui permettent de les quantifier afin de déterminer si certains lacs peuvent être sensibles à des variations de recharge et si dans ce cas ils pourraient être utilisés comme des indices de changements dans la qualité et la quantité des eaux souterraines. Par conséquent, nous avons décidé de concentrer notre intérêt sur un certain type de lacs qui i) ne possèdent pas – ou peu – d'apports de surface, ii) sont suffisamment petits pour être sensibles aux changements environnementaux sur une petite échelle de temps et d'espace, iii) ont une géomorphologie et une géologie similaire pour pouvoir être comparables les uns aux autres, et

iv) constitueraient des «fenêtres d'observation» sur les ressources en eaux souterraines. Ces lacs pourraient alors représenter un référentiel unique à l'échelle du Québec afin d'observer la sensibilité des ressources en eaux souterraines aux changements climatiques et environnementaux.

CHAPITRE I

ETAT DES CONNAISSANCES SUR LES INTERACTIONS LACS - EAUX SOUTERRAINES

1.1. Introduction du chapitre I

Ce premier chapitre vise à situer le projet de thèse¹ dans son contexte scientifique actuel. Il décrit les concepts des thèmes abordés dans cette étude. Ce projet de recherche en hydrogéologie et hydrologie se trouve également à la frontière de la limnologie physique car les dynamiques des systèmes lacustres doivent d'être prises en compte. L'hydrogéologie et la limnologie, encore aujourd'hui très distinctes, sont parfois amenées à se combiner car les sujets de recherche recouvrent de plus en plus souvent des secteurs scientifiques différents. Cette étude, à la fois spécialisée et multidisciplinaire, aborde les problématiques essentielles de l'interaction des lacs et des eaux souterraines pour la compréhension et la gestion des systèmes hydrogéologiques et lacustres au Québec, province du Canada qui possède une des plus fortes densités de lacs au monde.

Ainsi, ce chapitre décrit tout d'abord les différents termes du bilan hydrologique d'un lac, base de l'hydrologie des systèmes lacustres. Il s'en suit un rappel des classifications générales des lacs afin de situer notre étude à l'échelle mondiale, puisque l'appréhension des phénomènes à grande échelle est aujourd'hui indispensable pour la compréhension de tous les milieux naturels. Les cycles de stratification des lacs au Québec sont ensuite plus spécifiquement décrits. Nous présentons par la suite l'état actuel des connaissances scientifiques sur les interactions lacs-eaux souterraines, les outils pour les déterminer et leurs variabilités spatio-temporelles. Puis, nous faisons une brève synthèse de ce qui est aujourd'hui

¹ Ce projet a été entièrement financé par des fonds publics Français (bourse de thèse de la Présidence de l'université Paris-Sud et support analytique) et Canadiens (support de recherche sur le terrain et en laboratoire).

connu sur la sensibilité de ces interactions et des hydrosystèmes associés dans le contexte des changements climatiques et environnementaux. Enfin, ce chapitre se termine par la définition de la problématique générale de ce projet de recherche et des objectifs spécifiques associés, découlant du contexte scientifique décrit.

1.2. Le bilan hydrologique des lacs

Les eaux de surface et les eaux souterraines ont longtemps été considérées comme deux réservoirs bien différenciés. Cependant, même si les eaux souterraines et les eaux de surface peuvent présenter de fortes disparités en termes de chimie, biologie ou encore propriétés physiques, elles sont maintenant acceptées comme faisant partie de ce que l'on appelle le continuum hydrologique et doivent être considérées ensemble (Winter, 1999; Kalbus *et al.*, 2007; Loveless *et al.*, 2008; Owor *et al.*, 2011; Cook, 2013). Comme écrit par Sophocleous (2002), « *une compréhension des principes de base de ces interactions est nécessaire pour une préservation efficace des ressources en eau* ». Les lacs font partie intégrante du cycle de l'eau et sont influencés par les précipitations, l'évaporation, le ruissellement, les apports de surface mais aussi par les apports en eaux souterraines (Froehlich *et al.*, 2005; Bocanegra *et al.*, 2012).

L'hydrologie des systèmes lacustres se base au préalable sur la définition du bilan hydrologique (Meybeck, 1995). Les termes de ce bilan de masse sont présentés en Figure 1.1. L'équation du bilan hydrologique lacustre est donc :

$$\frac{dV}{dt} = P + I_S + I_R + I_G - (E + Q_S + Q_G) \text{ (Eq. 1.1)}$$

où V est le volume du lac (m³) et t le temps (an). Ainsi, si les apports excèdent les sorties ($\Sigma I_i > \Sigma Q_i$), le niveau du plan d'eau monte ; il en résultera un accroissement de la charge hydraulique sur le seuil de sortie ou sur les pertes sous-lacustres, et donc une augmentation du débit de sortie jusqu'à atteindre l'équilibre. Inversement, si $\Sigma I_i < \Sigma Q_i$, le niveau du lac baissera, allant parfois, si les pertes restent plus élevées que les entrées pendant suffisamment longtemps, jusqu'à l'assèchement complet du plan d'eau. Enfin, on parle de lac à l'état d'équilibre si $\Sigma I_i = \Sigma Q_i$ sur la période de temps considérée.

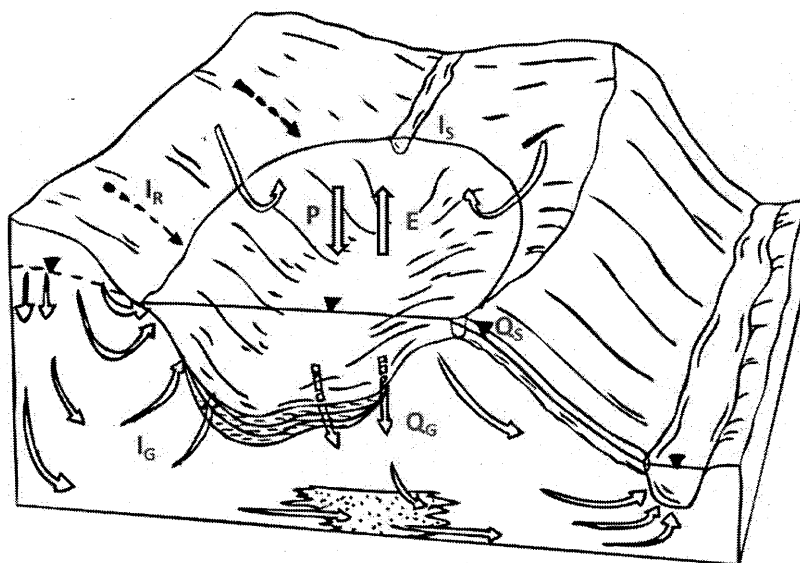


Figure 1.1. Schéma du bilan hydrologique d'un système lacustre. Entrées (I) : précipitations directes (P), tributaires (I_s), apports d'eaux souterraines (I_G), ruissellement (I_R). Sorties (Q) : Evaporation (E), exutoire de surface (Q_s), infiltrations souterraines (Q_G) ; modifié à partir de Hinton (2014).

Les bilans hydrologique attestent donc la présence de flux souterrains en interactions avec les eaux du lac, comme illustré sur la Figure 1.1. Toutefois, ces interactions ont été pendant longtemps négligées dans l'étude des lacs et sont encore aujourd'hui rarement prises en compte. En effet, l'existence de flux entre les lacs et les eaux souterraines, leurs dynamiques temporelles et spatiales ou encore leurs quantifications restent encore très mal documentés dans la littérature. Ceci est dû au fait que ces interactions sont invisibles, complexes et que leurs variations, contrôlées par différents facteurs comme le climat – et donc les processus de recharge et de décharge –, la géomorphologie, la géologie, ou encore l'activité humaine sont non linéaires et difficile à prédire (Winter, 1999).

Le temps de séjour moyen des eaux d'un lac (τ) est également un paramètre particulièrement important pour la gestion et la compréhension du fonctionnement d'un lac (Meybeck, 1995), il est défini tel que :

$$\tau = V / \sum I_i = V / \sum Q_i \text{ (Eq. 1.2)}$$

Dans le cas d'un lac avec un exutoire de surface, τ est calculé le plus souvent en jaugeant l'exutoire et en estimant l'évaporation du plan d'eau par des formules d'hydrométéorologie classique. Il faut cependant noter que ce type d'estimation ne prend pas en compte les flux

entrants ou sortants en lien avec les eaux souterraines, les considérant négligeables sans forcément de justification.

1.3. Caractéristiques des lacs

1.3.1. Classifications

Les caractéristiques des lacs sont des paramètres extrêmement variables que ce soit leur taille, leur forme, leur type de formation, la période de formation ou encore leur géochimie. Il existe de nombreux types de classification, telle que celle de Hutchinson (1957) qui énumère 11 catégories de lacs suivant la cause principale ayant abouti à la formation de la dépression : forces tectoniques, volcans, force gravitaires, glaciers, eaux souterraines (dissolution), fleuves, vent, courants côtiers, action des organismes, action humaine, agents extraterrestres (météorites). Les lacs peuvent également être classés en fonction de la qualité de leurs eaux, de leur état trophique ou encore de leurs différentes caractéristiques biogéochimiques, mais à l'échelle mondiale, leur taille reste encore le principal paramètre disponible. La distribution du nombre de lacs par classe de tailles est en relation inverse de celle-ci et suit une loi de puissance qui met en évidence l'existence de plus de 8 millions de lacs de moins de 1 km² (Meybeck, 1995 ; (Seekell *et al.*, 2013). Une classification, permettant de faire partiellement le lien entre taille de lac et type de formation, est présentée sur la Figure 1.2. On peut y observer (zone grisée) que la majorité des lacs, dont ceux étudiés dans ce projet, sont petits et d'origine glaciaire.

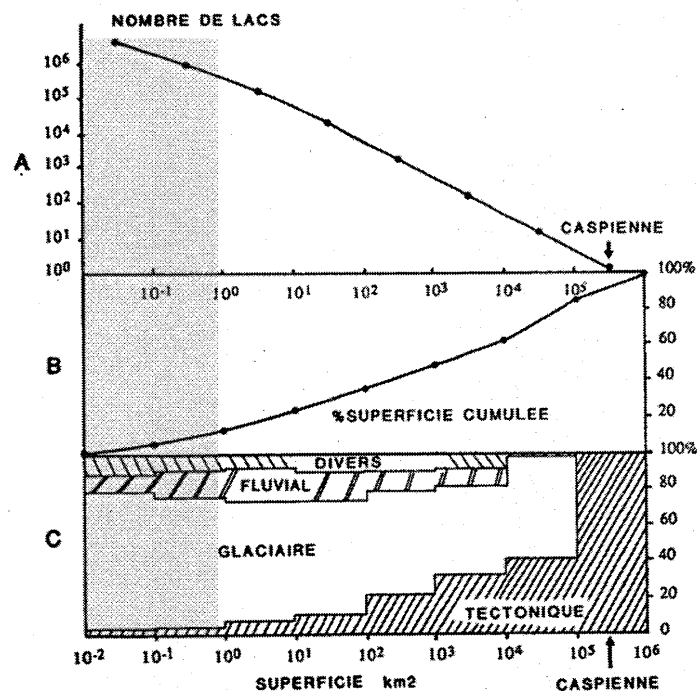


Figure 1.2. Distribution globale des principaux types de lacs d'après leur origine (Meybeck 1995). A. Nombre total par classe de superficie. B. Superficie cumulée correspondante. C. Proportion des principaux types de lacs en % des superficies.

Aujourd'hui, il n'existe pas d'indice dans les caractéristiques des lacs permettant de déterminer si tel ou tel lac est en connexion avec les eaux souterraines car le(s) paramètre(s) contrôlant ces interactions n'est (ne sont) pas encore identifié(s) (voir ci-après). En 1998, Winter et coauteurs présentent une classification de ces interactions avec les eaux souterraines basée sur trois principaux schémas: (A) les lacs qui reçoivent les flux d'eaux souterraines, (B) les lacs qui alimentent les eaux souterraines, et (C) les lacs qui, à la fois, reçoivent les eaux souterraines et les alimentent (Figure 1.3). Dans les études qui s'intéressent à ces interactions, l'état d'équilibre est souvent considéré car le niveau des lacs varie peu, ainsi le cas (C) est le plus courant, il correspond aux « flow-through lakes ». Les schémas d'écoulement entre les lacs et les eaux souterraines ont été par la suite modélisés et dépendent de nombreux paramètres (voir partie 5.).

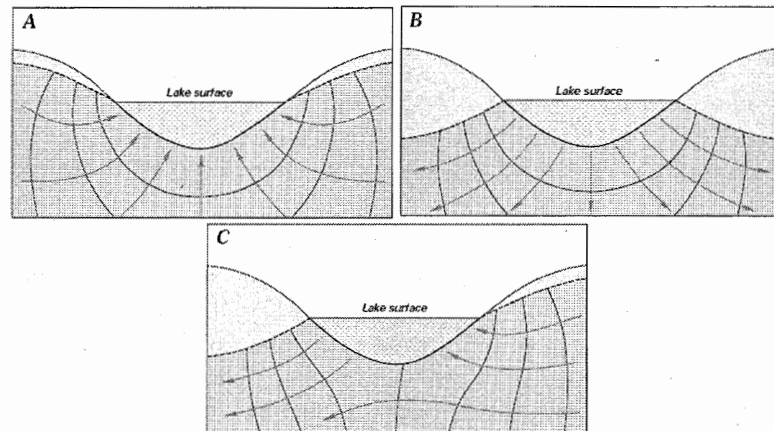


Figure 1.3. (A) Lac nourrit par les eaux souterraines, (B) lac alimentant les eaux souterraines et (C) cas mixte (Winter et al., 1998).

1.3.2. Stratification

La stratification et le mélange des lacs d'eau douce sont contrôlés par l'énergie reçue et échangée avec l'atmosphère par rayonnement. Une relation empirique, basée sur les changements temporels dans le mélange vertical en fonction de la latitude et l'altitude (Hutchison 1957, Wetzel 1975), peut être utilisée afin de classer les lacs suffisamment profonds pour être stratifiés de manière saisonnière. Cette classification montre que, entre les latitudes 40 et 60°N, et donc au Québec (sauf à l'extrémité Nord), les lacs sont le plus souvent dimictiques. Ceci signifie que l'ensemble du lac se mélange deux fois par an, comme présenté en Figure 1.4. En effet, les lacs dimictiques subissent une évolution saisonnière de leur profil thermique qui contrôle la densité de l'eau sur la verticale et les amènent à se mélanger deux fois par an. Pendant l'hiver, la surface des lacs est recouverte de glace (Figure 1.4.a). Les lacs possèdent alors une stratification inverse stable avec une température plus froide en surface ($\sim 0^{\circ}\text{C}$) et plus chaude en profondeur où la densité de l'eau est maximale pour une température d'environ 4°C . Au printemps, la glace fond et la température de surface augmente, réduisant ainsi la stabilité de la colonne d'eau, permettant ainsi à un vent faible d'entraîner le mélange du lac (Figure 1.4.b). Pendant le printemps, la température de surface augmente rapidement, entraînant une stratification thermique de la colonne d'eau pendant l'été (Figure 1.4.c). Trois régions entre lesquelles il existe très peu de mélanges se créent alors : (i)

l'épilimnion, en surface, avec une température plus chaude, (ii) l'hypolimnion, en profondeur, présentant la température la plus froide, et (iii) la thermocline, située entre les deux autres régions, où le gradient thermique est maximal. A l'automne, la température extérieure diminue, ainsi l'épilimnion se refroidit et érode le gradient thermique entraînant alors le mélange du lac.

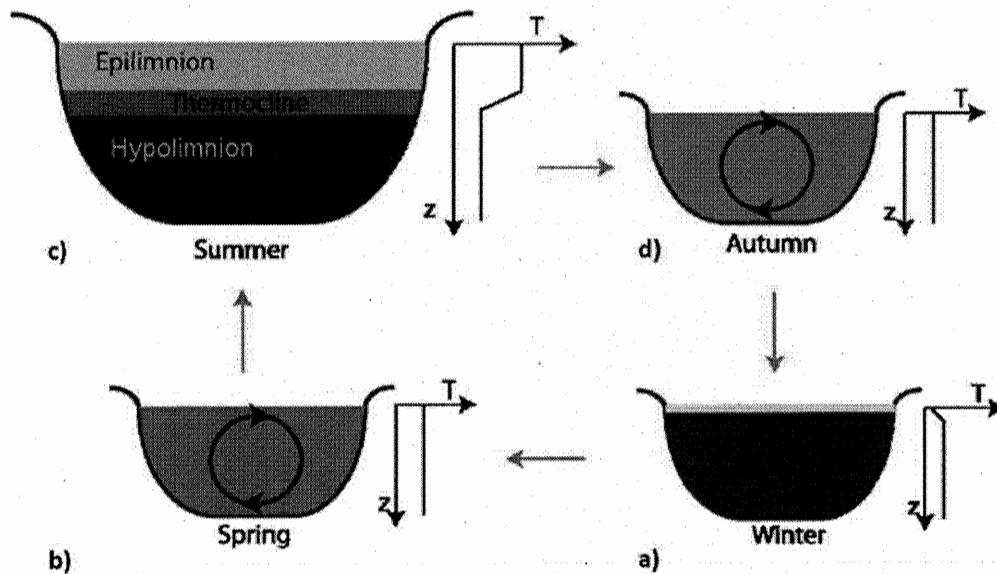


Figure 1.4. Cycle annuel de stratification des lacs dimictiques. Chaque schéma est accompagné du profil thermique correspondant, analogue au profil de densité pour les lacs d'eau douce (Pernica, 2014)

1.4. Importance des interactions lacs-eaux souterraines pour la qualité des eaux

Pour déterminer l'évolution des interactions entre les eaux souterraines et les lacs ainsi que leurs conséquences, il est nécessaire de définir comment chacun de ces deux réservoirs peut impacter la géochimie des eaux de l'autre. Il est connu que la composition géochimique des lacs est une conséquence de nombreux facteurs et processus tels que la géologie du bassin d'alimentation, le climat local et régional, l'activité biologique, les apports anthropiques ainsi que les caractéristiques géochimiques des eaux alimentant le lac par les rivières, les aquifères et le ruissellement sur le bassin versant (Romanelli *et al.*, 2013). De

plus, les affluents de surface et souterrains jouent un rôle important en contrôlant la chimie du lac, sa qualité, son habitat aquatique et ainsi sa biodiversité (Hagerthey and Kerfoot, 1998). En 1999, Winter a montré que les eaux souterraines peuvent devenir une composante importante du bilan hydrologique d'un lac et que cela peut fondamentalement déterminer les processus biogéochimiques ayant lieu au sein de celui-ci. De nombreuses études ont montré depuis que les eaux souterraines peuvent contribuer de manière importante au bilan des lacs et donc à son bilan en nutriments (Frape and Patterson, 1981; Robertson *et al.*, 2005; Ozen *et al.*, 2010), affectant ainsi la croissance des macrophytes (Sebestyen and Schneider, 2004; Frandsen *et al.*, 2012) et sa biomasse algale (Hagerthey and Kerfoot, 1998). La pollution ou l'eutrophisation d'un lac due à un apport d'eaux souterraines riche en contaminants ou en nutriments a été observé dans de nombreux cas d'étude (Hagerthey and Kerfoot, 1998; Zhu and Schwartz, 2011; Kidmose *et al.*, 2013). De plus, les éléments se trouvant dans un lac, comme les polluants, peuvent être transférés dans le réservoir souterrain et influencer la qualité des eaux souterraines (Burkert *et al.*, 2004). D'un autre côté, l'amélioration de la qualité des eaux des lacs grâce aux flux d'eaux souterraines est bien moins documentée mais existe sans aucun doute (Shaw *et al.*, 2013).

Ainsi, si les flux de surface vers les lacs sont relativement faciles à caractériser, le rôle des flux souterrains et leur influence sur la qualité des eaux des lacs restent obscurs (Kalbus *et al.*, 2007). Le rôle des apports d'eaux souterraines n'est facile ni à caractériser, ni à quantifier, et, encore moins, à prédire mais sa détermination est essentielle pour le maintien ou la restauration des écosystèmes lacustres.

1.5. Les outils pour identifier et quantifier ces interactions

Les interactions lac-eaux souterraines ont été étudiées dans la littérature scientifique principalement au cours des dernières 40 années. Des modèles théoriques ont d'abord été développés, comme par exemple la modélisation de la décharge d'eaux souterraines dans un lac hypothétique par McBride et Pfannkuch (1975), ou encore Winter (1978) qui a utilisé différents modèles numériques décrivant les champs d'écoulement des eaux souterraines dans les petits lacs afin de déterminer comment ces flux sont affectés par l'hydrogéologie locale et les caractéristiques des lacs, des travaux qui ont ensuite été améliorés en 2D et 3D.

Les premiers modèles conceptuels ont ensuite été comparés aux mesures de terrain. La méthode basée sur les mesures des gradients hydrauliques déterminés grâce à des potention-manomètres² ou à l'installation de piézomètres étaient l'une des plus populaires (Lee et al., 1980; Winter et al., 1988; Cherkauer and Nader 1989; Kishel and Gerla, 2002; Simpkins, 2006). Les « *seepage meters*³ » ont été aussi couramment utilisés dans de nombreuses études (McBride and Pfannkuch, 1975; Lee, 1977; Cherkauer and Nader, 1989; Rosenberry et al. 2000; Kishel and Gerla, 2002; Schneider et al., 2005).

Différentes méthodes, parfois combinées les unes aux autres, ont ensuite été développées pour identifier et/ou quantifier les apports souterrains dans les lacs: les indices de dégel et de végétation (Rosenberry et al., 2000), les méthodes géophysiques (Buynevich and Fitzgerald, 2003; Kidmose et al., 2013), les modèles numériques basés sur la loi de Darcy (Cheng and Anderson, 1994; Kacimov, 2000; Abbo et al., 2003; Wollschlager et al., 2007), les modèles basés sur les variations de bilan hydrologique des lacs (Namdar Ghanbari and Bravo, 2011; Dinka et al., 2014) et enfin, les modèles basés sur le couplage des bilans hydrologique et des traceurs environnementaux (Gonfiantini 1986, (Krabbenhof et al., 1990; Mattle et al., 2001; Turner and Townley, 2006; Stets et al., 2010).

² Un potention-manomètre hydraulique, parfois appelé mini-piézomètre, est une sonde de pression connectée à un manomètre qui permet de déterminer le gradient hydraulique vertical à l'interface eau-sédiment (Rosenberry and Labaugh 2008).

³ Un « *seepage meter* » permet une mesure directe du flux d'infiltration à travers l'interface eau-sédiment. Il se compose d'un cylindre sans fond formé d'un tambour ou d'un seau inversé relié à un sac de collecte (Rosenberry and Labaugh 2008).

Nous allons maintenant nous intéresser de plus près aux méthodes associant les traceurs environnementaux et permettant de déterminer les interactions lacs-eaux souterraines. Ces traceurs sont les suivants : (1) les éléments dissous conservatifs présents dans les différentes eaux (Lee et al., 1980; Frapet and Patterson, 1981; Wollschläger et al., 2007); (2) la température (Hatch et al., 2006); (3) la conductivité électrique; (4) les rapports isotopiques de la molécule d'eau ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$; Gonfiantini 1986, Krabbenhoft et al., 1990; Mattle et al., 2001; Turner and Townley, 2006; Stets et al., 2010); et enfin (4) les isotopes radioactifs tels que le ^{222}Rn (Winter et al., 1998; Corbett et al., 1997; Kluge et al., 2007; Gleeson et al., 2009; Kluge et al., 2012). De plus, on a vu récemment l'utilisation du traceur anthropique inerte qu'est le SF_6 (Rohden et al., 2009). Aujourd'hui, de nombreuses études se focalisent sur ces deux derniers traceurs naturels (isotopes de l'eau et ^{222}Rn) car ils permettent non seulement d'identifier mais également de quantifier les flux souterrains. Dans leur étude de 2006, Turner et Townley concluent que les données isotopiques et hydrogéochemiques sont « *inestimables* » dans l'interprétation des interactions entre les lacs et les aquifères. En effet, grâce à leur particularité intégratrice, les études basées sur les bilans de masse couplés aux bilans géochimiques s'avèrent particulièrement adaptées dans l'étude des interactions lac-eaux souterraines.

- **Les isotopes stables de l'eau**

Les isotopes stables de la molécule d'eau ont l'avantage d'être des traceurs conservatifs contenus dans la molécule d'eau elle-même, contrairement aux éléments dissous qui peuvent subir des réactions et des dispersions. L'oxygène possède trois isotopes stables naturellement présents sur Terre : le ^{16}O (99.76 %), le plus abondant, le ^{17}O (0.04 %) et le ^{18}O (0.2 %). L'hydrogène possède deux isotopes naturels, le ^1H (99.984 %) et le ^2H (0.016 %), et un isotope radiogénique, le tritium (^3H). La molécule d'eau, H_2O , a ainsi une masse différente en fonction des isotopes de l'hydrogène et de l'oxygène qui la composent. Bien que minoritaires, l'oxygène-18 et le deutérium sont des traceurs privilégiés des circulations d'eau (Etcheverry, 2002). En effet, couramment utilisés en hydrologie (Clark et Fritz, 1997), les isotopes stables de l'eau permettent, entre autres, de déterminer l'origine des eaux naturelles, de quantifier des proportions entre différents pôles de mélange (Coplen et al., 2000

; Meredith et al., 2009 ; Mérot et al., 1995) et de déterminer les taux d'évaporation des eaux qui transitent dans les réseaux de surface et souterrains (Barnes et Allison, 1988 ; Gibson et al., 1993).

Les variations de la composition isotopique des précipitations à l'échelle mondiale définissent la droite météoritique moyenne mondiale (GMWL) décrite par l'équation $\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10$ (Craig, 1961). A l'échelle locale, cette droite est légèrement modifiée et définit la droite météoritique moyenne locale (LMWL) qui dépend de paramètres géographiques et climatiques (Clark et Fritz, 1997 ; Gibson et al. 2015 ; voir ANNEXE A pour les variations annuelles moyennes pondérées du $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations au Canada). Quant aux eaux souterraines, elles ont des compositions isotopiques souvent proches de la composition isotopique moyenne annuelle pondérée des précipitations, bien qu'elles puissent parfois différer de cette moyenne en fonction de différents paramètres dépendant principalement des mécanismes de recharge et de mélanges (Clark et Fritz, 1997).

Les variations de la composition isotopique d'un lac dépendent de son bilan hydrologique et donc des apports des différents entrants, avec leurs composition isotopique associée, ainsi que du processus d'évaporation (Figure 1.5). En effet, l'eau de surface s'enrichit en isotopes lourds durant le processus l'évaporation (Craig et Gordon 1965 ; Gonfiantini 1986) et les variations de la composition isotopique des eaux d'un lac (δ_L) se regroupent le long d'une autre tendance linéaire : la ligne locale d'évaporation (LEL), qui a généralement une pente comprise entre 4 et 6 au Canada (Gibson and Edwards, 2002) (Figure 1.6). L'intersection entre la LEL et la LMWL fournit en général une bonne approximation de la composition isotopique moyenne pondérée du total des flux entrants dans un lac (δ_i) et la position de la signature isotopique du lac sur la LEL reflète son bilan hydrologique (Edwards et al., 2004). En effet, l'éloignement de δ_L par rapport à δ_i reflète la perte par évaporation, et dépend de la composition isotopique de l'eau évaporée (δ_E). De plus, tout écart de δ_L par rapport à la LEL est souvent indicative de mélange avec d'autres eaux tels que la fonte de neige ou des apports de précipitations qui tendent à ramener δ_L sur la LMWL (Edwards et al., 2004).

La composition isotopique de l'eau évaporée peut être calculée grâce au modèle de Craig et Gordon (1965) qui dépend principalement de la composition isotopique de la vapeur atmosphérique (δ_A ; qui dépend de la température de surface) et de l'humidité relative (Craig and Gordon, 1965 ; Gonfiantini, 1986). Les incertitudes associées à ce modèle proviennent principalement de l'erreur sur l'estimation de l'humidité relative (Horita *et al.*, 2008). En effet, Kumar and Nachiappan (1999), suite à une analyse de sensibilité du modèle, montrent que l'humidité relative est la plus grande source d'erreurs et que celles-ci deviennent particulièrement importantes si l'humidité relative est supérieure à 0,8. Pour Yehdegheo *et al.* (1997), les erreurs associées à ce modèle pour les lacs dominés par les apports souterrains sont plus particulièrement associées aux incertitudes sur les compositions isotopiques des eaux souterraines et du lac. Une récente *review* de Gibson *et al.* (2015) revoit en détail les paramètres et conditions d'utilisation de ce modèle en fonction du climat et du type de lac.

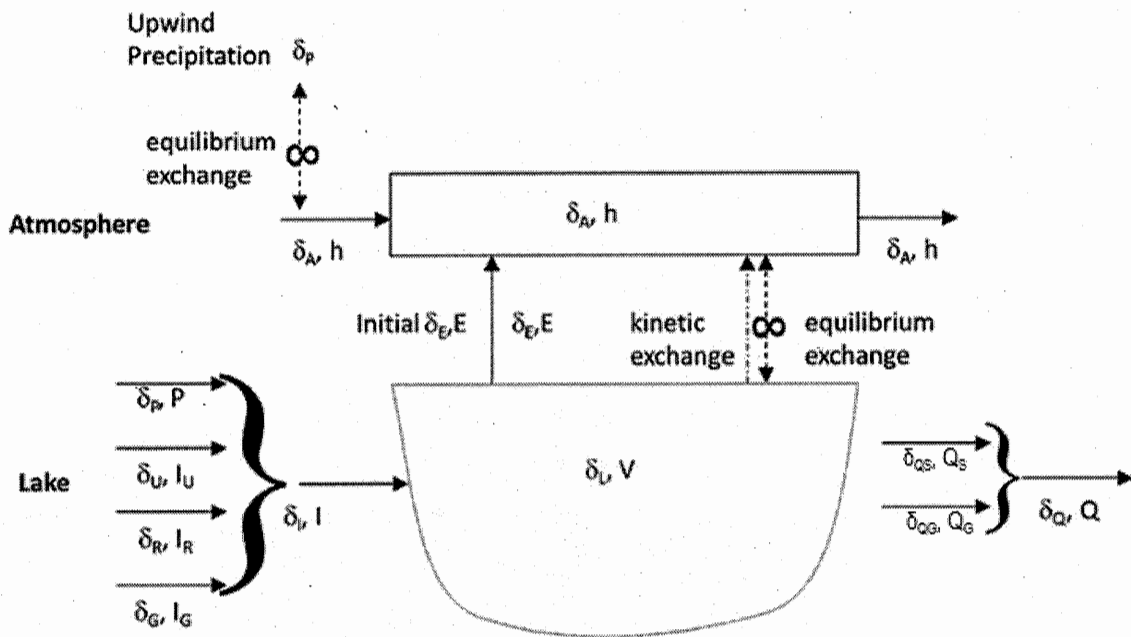


Figure 1.5. Schéma du bilan isotopique d'un lac bien mélangé. Les entrées, associées à leurs compositions isotopiques, sont : les précipitations (P , δ_P), les apports de surface par ruissellement (I_R , δ_R) et rivières (I_U , δ_U) et les apports souterrains (I_G , δ_G) et les sorties : les flux de surface (Q_S , δ_S) et souterrains (Q_G , δ_G) ainsi que le taux d'évaporation (E , δ_E). δ_E est obtenue à partir de la composition isotopique de la vapeur atmosphérique (δ_A) et de l'humidité relative (h) (Gibson *et al.*, 2015).

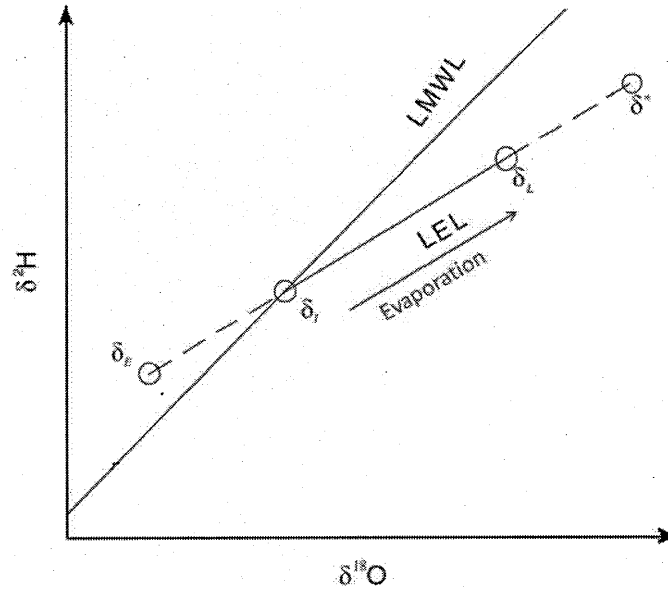


Figure 1.6. Diagramme schématique de $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ identifiant les positions des compositions isotopiques des paramètres clefs du bilan isotopique d'un lac avec la composition isotopique moyenne des eaux de lac (δ_l), des entrant (δ_i), de l'eau évaporée (δ_e) et la composition isotopique limite des eaux du lac (δ^*), modifié à partir de Yi *et al.* (2008).

• Le radon-222

Aujourd'hui, le ^{222}Rn est également souvent utilisé pour caractériser les interactions surface-souterrain (Cook *et al.*, 2008; Shaw *et al.*, 2013). Le radon est un gaz rare qui comporte quatre isotopes naturels radioactifs dont le ^{222}Rn , le plus abondant. Le ^{222}Rn est produit par la désintégration naturelle du ^{226}Ra qui fait partie de la chaîne de désintégration naturelle de l' ^{238}U . Les teneurs en ^{222}Rn dans les eaux souterraines dépendent donc, en premier ordre, de la concentration en ^{226}Ra dans l'aquifère (Choubey et Ramola, 1997 ; Pinti *et al.*, 2014). Les activités de ces deux éléments sont liées par la relation suivante (Bateman, 1910) :

$$C_{\text{Rn}} = \frac{\lambda_{\text{Ra}} * C_{\text{Ra}}}{\lambda_{\text{Rn}} - \lambda_{\text{Ra}}} (e^{-\lambda_{\text{Ra}} t} - e^{-\lambda_{\text{Rn}} t}) \quad (\text{Eq. 1.3})$$

avec C_{Rn} et C_{Ra} les activités du ^{222}Rn et du ^{226}Ra (Bq.L-1), λ_{Rn} et λ_{Ra} les constantes de désintégration du ^{222}Rn ($2.1 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) et du ^{226}Ra ($1.4 \cdot 10^{-11} \text{ s}^{-1}$) et t le temps (s). Le ^{226}Ra a une demi-vie beaucoup plus longue que celle du ^{222}Rn : 1600 ans et 3,82 jours respectivement. De

ce fait, la constante de décroissance radioactive du ^{226}Ra devient négligeable devant celle du ^{222}Rn et l'équation précédente peut être simplifiée telle que :

$$C_{\text{Rn}} = C_{\text{Ra}} (1 - e^{-\lambda_{\text{Rn}} t}) \quad (\text{Eq. 1.4})$$

De par sa descendance directe avec l'uranium qui est présent dans toutes les roches terrestres, le ^{222}Rn se retrouve dans tous les aquifères à travers le monde (Mullinger et al., 2007). Il est, de plus, inerte et n'est donc perturbé par aucun processus biochimique. Grâce à sa grande solubilité dans l'eau, il se propage facilement dans les eaux souterraines. Puis, dès que ces eaux arrivent en surface, le radon diffuse rapidement vers l'atmosphère pour atteindre un équilibre air - eau correspondant au coefficient de partage entre l'eau et l'air de $\frac{1}{4}$ à 20°C (Mullinger et al., 2007). D'autre part, n'étant pas présent dans l'eau de pluie en raison de sa trop faible concentration dans l'atmosphère, sa présence dans le réseau hydrologique de surface est fortement dépendante des apports locaux d'eaux souterraines (Genereux et Hemond, 1992 ; Cable et al., 1996 ; Cook et al., 2008 ; Corbett et al., 2000). Ainsi, grâce à l'importante différence entre les activités en ^{222}Rn des eaux de surface et des eaux souterraines, son absence de réactivité et sa rapide désintégration, il est un traceur idéal pour identifier et quantifier les apports d'eaux souterraines dans les réservoirs de surface. Ce traceur a été largement utilisé pour quantifier les apports d'eaux souterraines dans les rivières (Cook et al., 2003; Cook et al., 2006) Batlle-Aguilar et al., 2014 ; Atkinson et al., 2015). Dans les lacs, la première étude basée sur un bilan de ^{222}Rn a été effectuée par Corbett et al. (1997) mais l'utilisation du ^{222}Rn a gagné en popularité surtout ces dernières années (Kluge et al., 2007; Gleeson et al., 2009; Kluge et al., 2012; Shaw et al., 2013; Malgrange and Gleeson, 2014). Ceci est dû au fait que le ^{222}Rn possède une très faible activité dans les lacs (de l'ordre de quelques Bq.m^{-3}), contrairement à celle beaucoup plus élevée mesurée dans les eaux souterraines (typiquement comprises entre 1000 and 100 000 Bq.m^{-3}) et nécessite donc des mesures de haute précision (Kluge et al., 2012). Le bilan du ^{222}Rn d'un lac dépend des apports d'eaux souterraines, du flux de production par les sédiments, des flux diffusifs à l'intérieur du lac si celui-ci est stratifié, de la désintégration, du dégazage vers l'atmosphère, de l'activité en

radium dans l'eau et des pertes par les exutoires du lac (Figure 1.7 ; Kluge *et al.*, 2007; Gleeson *et al.*, 2009; Kluge *et al.*, 2012; Shaw *et al.*, 2013; Malgrange and Gleeson, 2014).

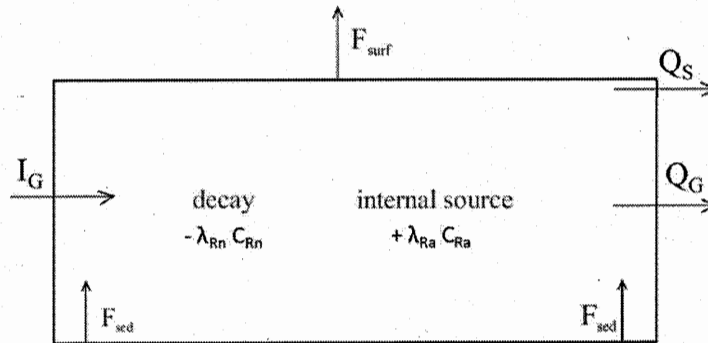


Figure 1.7. Schéma du bilan de ^{222}Rn d'un lac bien mélangé. Les sources de ^{222}Rn sont : les apports souterrains (I_G), la production par les sédiments (F_{sed}) et la désintégration du radium ($+\lambda_{\text{Ra}} C_{\text{Ra}}$). Les sorties sont : la désintégration du ^{222}Rn ($-\lambda_{\text{Rn}} C_{\text{Rn}}$), le dégazage vers l'atmosphère (F_{surf}) et les flux sortants du lac en surface (Q_s) et en souterrain (Q_g) ; modifié à partir de Kluge *et al.* (2007)

L'activité en ^{222}Rn dans les eaux souterraines est principalement contrôlée par les caractéristiques lithologiques de la roche encaissante (concentration en uranium et en radium, porosité et densité) mais aussi par le temps de transit de l'eau dans l'aquifère. La demi-vie très courte du ^{222}Rn l'empêche de rester dans les eaux de surface et souterraines plus de 10 à 30 jours (Krishnaswami and Seidemann, 1988; Wanty *et al.*, 1991). Ainsi, le ^{222}Rn produit dans la nappe à des distances de temps de transit supérieures à 20 jours en moyenne est négligeable lorsqu'il atteint les eaux de surface. Dans le cas d'aquifères hétérogènes, l'activité en ^{222}Rn contenue dans l'eau de nappe qui alimente les eaux de surface n'est l'image que de celle produite par les roches situées à une distance très proche de celles-ci et non de l'aquifère entier. Cela signifie que des mesures réalisées dans des piézomètres trop éloignés du système de surface étudié ne seront pas représentatives des concentrations en ^{222}Rn de l'eau souterraine qui se décharge dans celui-ci.

1.6. L'hétérogénéité de ces interactions

Nous avons vu que les interactions lacs-eaux souterraines peuvent être temporellement variables car associées aux conditions climatiques, mais elles peuvent l'être également spatialement au sein d'un lac. Cependant, ces interactions ne sont souvent mesurées ou modélisées que sur une petite partie du lac au sein de laquelle l'hétérogénéité spatiale est très peu abordée (Kidmose *et al.*, 2011). Pour exemple, Kishel et Gerla (2002), grâce à une analyse précise des variations de conductivité électrique, ont trouvé de fortes hétérogénéités dans les infiltrations à travers une surface du fond du lac proche du bord de seulement 170 m². De même, Guyonnet (1991) a montré comment, à petite échelle, des faibles variations dans l'épaisseur des sédiments peuvent avoir un effet significatif sur la distribution des infiltrations d'eau souterraine. Il existe, de plus, des indications contradictoires de la distribution spatiale des infiltrations entre les lacs et les eaux souterraines dans l'environnement proche du rivage, à la fois pour l'écoulement des eaux souterraines vers les lacs et des lacs à l'eau souterraine. Les premières études théoriques et de modélisation avaient prédit une diminution exponentielle des apports souterrains du bord vers le centre des lacs (McBride and Pfannkuch, 1975; Winter, 1978). Cependant, les études de terrain ont montré qu'il n'existait pas de telles évolutions (Cherkauer and Nader, 1989; Shaw and Prepas, 1990; Schneider *et al.*, 2005) et qu'en plus de tous ces facteurs locaux, l'hydrogéologie régionale elle-même affecte ces interactions (Smith et Townley, 2002). Ainsi, Winter (1983) ainsi que Winter et Pfannkuch (1984) ont constaté que les facteurs qui doivent être connus pour comprendre les interactions lacs-eaux souterraines sont: (i) la configuration de la nappe phréatique; (ii) la géométrie du réseau des eaux souterraines associées au lac; (iii) l'anisotropie de la conductivité hydraulique (iv) la distribution des zones à perméabilité élevée par rapport à la matrice géologique générale; et (v) la profondeur du lac ainsi que la pente du lit du lac.

Suite à cela, des études de modélisation de systèmes de lacs théoriques ont été effectuées afin que les caractéristiques du système, tels que la géométrie du lac et de l'aquifère, les pentes, les rapports d'anisotropies de la conductivité hydraulique puissent

facilement être modifiés. Par exemple, certains auteurs ont développé des modèles numériques d'écoulement permettant de définir la géométrie des schémas d'écoulement des lacs de type « flow through » selon différents régimes de flux (Nield et al., 1994 ; Townley et Trefry, 2000; Smith et Townley, 2002; Turner et Townley, 2006). Certains trouvent finalement que l'augmentation de l'anisotropie ou de la résistance des sédiments et la diminution de la profondeur d'un lac par rapport à l'épaisseur de l'aquifère ont des effets similaires sur la géométrie de l'écoulement (Nield et al., 1994) mais que cependant celui-ci dépend fortement de la position du lac dans l'écoulement régional (Townley et Trefry, 2000; Smith et Townley, 2002). Genereux et Bandopadhyay (2001) ont trouvé que la profondeur des lacs ne présente pas un effet significatif sur la quantité ou la distribution de l'infiltration. En outre, ils ont montré que l'ajout de sédiments lacustres ayant une faible conductivité dans un lac a des effets similaires à l'augmentation de l'anisotropie du milieu poreux environnant. Par ailleurs, sur la base d'étude de terrain, Cherkauer et Nader (1989) ont montré que la connectivité à un aquifère rocheux sous-jacent contrôle le modèle d'infiltration. De plus, Schneider et co-auteurs (2005) ont trouvé que les formations géologiques sous-jacentes et la configuration des précipitations régionales contrôlaient plus sûrement les modèles d'infiltration observés que les sédiments de fond du lac.

En conclusion, il ressort de ces études, à la fois de modélisation et de terrain, que les échanges lac-eaux souterraines, à la fois quantitatifs et qualitatifs, se produisent à plusieurs échelles, qu'ils sont particulièrement complexes et qu'il existe encore un défi dans la compréhension de leur variabilité temporelle et spatiale à l'échelle des lacs (Kidmose *et al.*, 2011). Pour relever ce défi, une combinaison de surveillance et de mesures à différentes échelles semble nécessaire. De plus, il en ressort que pour une étude de gestion d'un lac et donc de son évolution à l'échelle annuelle, une approche intégratrice qui s'affranchit des fortes hétérogénéités spatiales est la plus adaptée.

1.7. Leur sensibilité aux changements climatiques et environnementaux

Pour déterminer les variations des interactions entre les lacs et les eaux souterraines ainsi que leur impact sur l'évolution de la qualité des eaux des lacs, il est nécessaire de considérer l'influence des conditions climatiques du site d'étude. De nombreuses études considèrent par défaut que les flux d'eaux souterraines vers les lacs sont à l'état d'équilibre (Cheng and Anderson, 1994; Nutzmann *et al.*, 2002). Cependant, il est maintenant bien connu que le climat influence tous les composants du bilan hydrologique d'un lac (précipitations, évaporations, niveau d'eau souterraine, etc.), à la fois sur les petites échelles de temps (variations saisonnières, annuelle) et sur des grandes échelles de temps (évolution climatique). Cependant, chacun de ces paramètres possède une réponse différente aux influences climatiques et leurs interactions suivent également des variations non linéaires, possédant parfois des effets de seuil. Ainsi, les interactions lacs-eaux souterraines sont fortement dynamiques et l'évolution de ces interaction n'est pas facilement prévisible (Milly *et al.*, 2008; Kirillin *et al.*, 2013).

De nombreux lacs dans le monde apparaissent fortement sensibles aux changements climatiques (Terasmaa and Vainu, 2014), mais, de manière générale, l'impact de ces changements est visible seulement lorsque le lac est déjà dans un état catastrophique, comme un état d'assèchement ou d'eutrophisation, alors que l'urgence est maintenant de prévenir ces états. Toutefois, il n'existe pas aujourd'hui d'indicateur fiable et univoque pour déterminer si un lac est proche ou non du seuil de passage vers un autre état et au-delà duquel il serait difficile, voire impossible, de revenir à son état initial (Scheffer *et al.*, 2001). De nombreux paramètres peuvent influencer la résilience d'un lac en faveur d'un passage vers un autre état d'équilibre et un de ces paramètres peut tout à fait être la variation d'un composant du bilan hydrologique d'un lac comme les flux d'eaux souterraines.

Winter (1999) affirme qu'il est nécessaire de comprendre les effets du climat sur les systèmes souterrains afin de comprendre les interactions entre les eaux souterraines et les eaux de surfaces. En effet, ces échanges sont contrôlés par le gradient hydraulique et donc

par (1) le niveau des lacs qui est dépendant des bilans hydrologiques lacustres et peu avoir une forte variabilité saisonnière, principalement dans des climats où l'évaporation est importante, et (2) les flux de recharge des nappes d'eaux souterraines qui sont eux-mêmes variables dans le temps et fortement dépendants des conditions climatiques. Une variation des apports d'eaux souterraines dans un lac peut donc être une conséquence de changements dans la recharge au niveau du bassin versant (Meinikmann *et al.*, 2013). La recharge, qui correspond à la fraction des précipitations qui rejoint la zone saturée, est aujourd'hui un des paramètres du cycle hydrologique les plus difficiles à quantifier mais aussi indispensable pour prévoir l'évolution des ressources en eaux souterraines (Rivard *et al.*, 2013). C'est un paramètre sensible aux variations climatiques et est fortement hétérogène dans le temps et l'espace (Crosbie *et al.*, 2013). Au Québec, le taux de recharge pourrait être fortement affecté par le changement climatique car, dans ce type de climat continental froid, elle se produit à l'automne et surtout à la fin de l'hiver, lors de la fonte des neiges. Ainsi, si la fonte apparaît plus tôt et se produit plus rapidement dans l'année, la dynamique de recharge peut être affectée. Aujourd'hui de nombreuses études récentes se portent sur cette problématique au Québec mais, à ce jour, aucun modèle réaliste ne permet de prévoir l'impact du changement climatique sur le renouvellement des ressources en eaux souterraines, et donc sur leur capacité à soutenir les eaux de surface dont les lacs (Kurylyk and MacQuarrie, 2013).

1.8. Conclusion du chapitre I et objectifs de la thèse

C'est donc dans ce contexte scientifique que s'inscrit notre projet de recherche dont la problématique générale est d'identifier si les lacs peuvent être des indicateurs sensibles et univoques aux changements de quantité et/ou de qualité des eaux souterraines au Québec.

Pour répondre à cette problématique de recherche et face à la diversité des lacs présents sur le territoire d'étude, nous avons principalement ciblé les petits lacs de kettle, formés dans les dépôts fluvioglaciaires et connus pour être, la plupart du temps, reliés aux aquifères libres peu profonds. De plus, afin de faciliter notre approche, les lacs ne possédant pas - ou peu - d'apports de surface ont été plus particulièrement privilégiés. Ainsi, trois objectifs spécifiques ont été définis et sont décrits ci-dessous.

- 1) Evaluer la sensibilité des petits lacs de kettle aux changements à la fois qualitatifs et quantitatifs des eaux souterraines. Pour mener à bien ce premier objectif, une vingtaine de lacs, répartis dans le sud du Québec, ont été échantillonnés pendant l'été et l'automne 2014, à des fins d'analyse et de suivi des traceurs géochimiques. La détermination des flux d'eaux souterraines s'est basée sur l'établissement de leurs bilans de masse, combinés aux traceurs géochimiques.
- 2) Identifier et quantifier les variations spatiales et temporelles des apports en eaux souterraines dans un lac « témoin » grâce aux traceurs géochimiques, et caractériser la sensibilité de ces traceurs. Pour cela, le lac Lacasse, connecté aux eaux souterraines, a été suivi pendant une année hydrologique complète afin de déterminer les dynamiques, au sein du lac, des deux principaux traceurs naturels des eaux souterraines que sont le ^{222}Rn et les isotopes stables de la molécule d'eau.
- 3) Définir les évolutions géochimiques futures des lacs étudiés dans le contexte des scénarii de changements climatiques et environnementaux, et ceci en fonction de leurs interactions avec les eaux souterraines. Pour atteindre ce dernier objectif, différents

scénarii d'évolutions climatiques et environnementales ont été testés sur les bilans hydrologiques des lacs étudiés sur plusieurs échelles de temps.

Chacun de ces trois objectifs fait l'objet des trois prochains chapitres. Les principaux résultats et conclusions sont présentés sous la forme d'articles scientifiques soumis ou prêts à être soumis dans des revues scientifiques internationalement reconnues.

CHAPITRE II

LES INTERACTIONS EAUX DE SURFACE - EAUX SOUTERRAINES A L'ECHELLE REGIONALE : LE CAS DES LACS DE KETTLE

2.1. Introduction du chapitre II

Le premier chapitre a permis de définir les objectifs du projet de recherche dans le contexte scientifique actuel. En accord avec ces objectifs, le but principal de ce deuxième chapitre est d'identifier, à l'aide des outils géochimiques, si certains lacs pourraient être utilisés comme indicateur de leur environnement hydrogéologique par leurs interactions avec les eaux souterraines. Ceci permettra alors d'évaluer la sensibilité de ces lacs aux changements, à la fois qualitatifs et quantitatifs, des eaux souterraines avec lesquelles ils sont en interaction.

Cette étude intégratrice permet d'amener des fonctionnements hydrologiques locaux à un contexte régional, pertinent pour la gestion des ressources en eaux et adapté aux problématiques de recherche contemporaines qui s'intéressent de plus en plus aux variations d'échelles. Les petits lacs de type kettle répartis sur le territoire sont considérés comme les plus adaptés pour répondre à cette problématique et sont donc spécifiquement ciblés.

Ce deuxième chapitre décrit, dans une première partie, les différentes étapes du choix des lacs, tout d'abord en théorie puis sur le terrain dans quatre grandes régions du Québec méridional : Abitibi-Témiscamingue (AT), Saguenay (SAG), Outaouais (OUT) et Laurentides-Lanaudière-Mauricie (LLM). Il met ensuite en avant, dans une seconde partie, comment les différentes caractéristiques géomorphologiques et géochimiques de ces lacs permettent d'atteindre l'objectif du chapitre. Les résultats principaux et les interprétations associées sont présentés sous la forme d'un article scientifique, accepté en septembre 2016 dans *Environmental Earth Sciences*.

2.2. Choix des lacs

Etant donné que le Québec possède plus d'un millions de lacs (MDDELCC, 2015) qui ont chacun des caractéristiques très variées (géologiques, géomorphologiques, de formation ; voir paragraphe 1-3), il est nécessaire de choisir un certain type de lacs pouvant répondre au mieux aux objectifs de cette étude.

2.2.1. Choix des petits lacs

Les petits lacs (superficie inférieure à 1 km²) représentent la majorité des lacs au Québec (voir paragraphe 1-3) et le fait qu'ils soient répartis à travers le paysage fait d'eux des fenêtres ouvertes sur les eaux souterraines. Ils semblent donc plus adaptés pour une étude des variabilités des eaux souterraines à l'échelle régionale et d'une vie humaine que des grands lacs, plus localisés et moins nombreux. De plus, les petits lacs ont typiquement des temps de réaction plus courts que les grands lacs (Downing, 2010) ainsi qu'une résilience (à savoir la capacité à supporter une perturbation sans changer d'état) plus faible et, par conséquent, une plus grande sensibilité (Scheffer *et al.*, 2001). La saisonnalité ainsi que des changements sur une petite échelle de temps ont un impact plus marqué sur la composition géochimique des petits lacs (Steinman and Abbott, 2013). Cependant, il n'est pas possible aujourd'hui de quantifier cette sensibilité car nous ne savons pas dans quelles proportions les flux d'eau souterraine dépendent de la taille des lacs. De plus, de manière générale, il est admis que les petits lacs drainent un bassin versant plus petit que les grands lacs (Kalff, 2002). Or, sur un plus petit bassin versant, le signal d'une perturbation est plus marqué que sur un grand bassin versant où il est plus atténué (Kirchner *et al.*, 2001). On peut également noter que des petits lacs sont moins impactés par les effets du vent et donc par les dynamiques qu'il engendre au sein des lacs. Ils sont également plus homogènes sur l'horizontale et ont plus de chance d'être déconnecté du réseau hydrographique de surface. Les petits lacs semblent donc plus faciles à caractériser. Ainsi, nous avons choisi d'étudier préférentiellement les petits lacs et leur réponse aux changements climatiques et environnementaux car, en raison de leurs petites dimensions et petite aire de drainage, ils sont

plus aisément caractérisés et devraient être très sensibles à des changements dans leur bilan hydrologique.

2.2.2. Choix des lacs de kettle

Après avoir fait le choix des petits lacs, nous avons décidé de concentrer notre étude sur un type de lac qui (i) possède de nombreux spécimens de la taille souhaitée, (ii) est situé dans des formations géologiques perméables, présentant un important potentiel aquifère et relativement homogènes, à l'échelle locale et régionale pour permettre une étude comparative, (iii) montre des liens particuliers avec les eaux souterraines et finalement, (iv) possède un intérêt écologique particulier. Les lacs répondant à ces critères sont les lacs de type *kettle*.

2.2.2.1. Formation et géologie

Appelés *Vouas* en France (terme haut savoyard) et plus communément *kettle* à travers le monde, ce type de lac est associé aux paysages d'héritage glaciaire. Les lacs de *kettle*, combinés aux bassins peu profonds formés par des irrégularités du paysage, dominent les grandes plaines glaciaires d'Amérique du Nord et d'Eurasie (Kalff, 2002). Au Canada, les *kettle* ont été formés lors du dernier retrait de la calotte glaciaire Laurentidienne, à la fin du Wisconsinien Supérieur, il y a environ 7 000 à 12 000 ans (Pagé, 1952). Un *kettle* est une dépression formée par la fonte tardive d'un bloc de glace dans les dépôts fluvioglaciaires (Benn et Evans, 2011). Ces dépressions sont parfois remplies d'eau, on parle alors de lac de *kettle*. Les dépôts fluvioglaciaires sont des dépôts sédimentaires glaciaires remaniés par les eaux de fonte, formant des kames⁴, des terrasses de kames⁵ ou encore des eskers⁶ (Figure

⁴ Les kames sont des monticules ou des buttes de taille variable, aux pentes raides, formées de sables et graviers grossiers. Elles résultent de l'accumulation de sédiments dans les dépressions d'un glacier stagnant (Landry *et al.*, 2012).

⁵ La terrasse de kames est une surface relativement plane, terminée par un talus en forte pente. Elle prend naissance en bordure d'un glacier, lorsque les eaux de fonte accumulent les sédiments entre la glace et le versant d'une vallée (Landry *et al.*, 2012).

⁶ Les eskers sont des crêtes plus ou moins sinueuses formées de sable et gravier arrondis qui peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres de hauteur (parfois jusqu'à 60 m), plusieurs centaines de mètres de largeur et plusieurs dizaines de kilomètres de longueur (voir, entre autres, Levasseur, 1995; Bolduc *et al.*, 2004 ; Benn et

2.1 et Figure 2.2; Landry *et al.*, 2012), ils sont principalement composés de sables et graviers. En Abitibi-Témiscamingue (AT), les dépôts fluvioglaciaires forment d'importants eskers et moraines (Cloutier *et al.* 2013), souvent bordés de dépôts argileux provenant de la sédimentation fine dans le lac glaciaire Ojibway (Annexe), contemporain à la naissance des eskers dans la région (Bolduc *et al.*, 2004). Les lacs de kettle sont alors situés sur le flan ou la crête des eskers. Dans la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean (SAG), les dépôts fluvioglaciaires forment principalement des petits eskers et des terrasses de kame (CERM-PACES 2013) et, lorsque ces dépôts n'ont pas été recouverts par les dépôts fins de la mer de Laflamme (Annexe B), ils sont parfois parsemés de kettle. Au Sud du Québec, dans la vallée du Saint-Laurent, les dépôts fluvioglaciaires apparaissent principalement dans les vallées et les dépressions du substratum rocheux n'ayant pas été recouverts par les dépôts fins liés à l'invasion de la mer de Champlain (Annexe ; Comeau *et al.*, 2013; Leblanc *et al.* 2013). Ces dépôts se trouvent principalement au nord des régions de la Mauricie, Lanaudière, Outaouais et dans les Laurentides. En raison de leurs caractéristiques similaires (type de formation, âge, géologie, géomorphologie), les lacs de kettle sont amenés à évoluer de manière similaire dans des conditions climatiques identiques (Krabbenhoft *et al.*, 1990).

Evans, 2011). Les eskers proviennent d'une sédimentation dans des chenaux subaériens, dans des tunnels ou bien au niveau de deltas (Landry *et al.*, 2012).

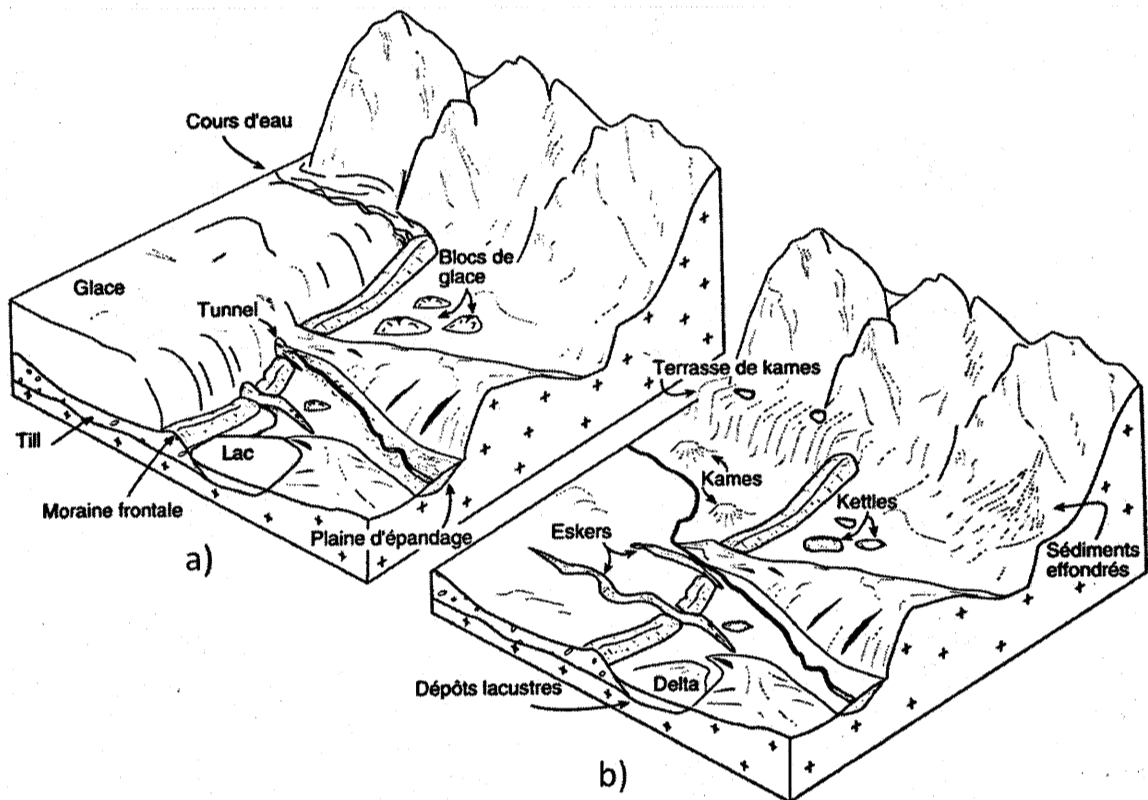


Figure 2.1. Mode de mise en place et nomenclature des dépôts hérités de la fonte d'un glacier (dépôts fluvioglaciaires) ; a) pendant la fonte du glacier et b) après la fonte du glacier (Landry *et al.*, 2012)



Figure 2.2. Lacs de kettle. A gauche, photographie de l'équipe de biogéochimie du carbone des écosystèmes aquatiques boréaux (carbbas.uqam.ca ; Canada) et à droite, photographie M. Arnoux (Saguenay, Canada).

2.2.2.2. Hydrologie

Ces petits lacs glaciaires sont généralement profonds avec un petit bassin versant (Kalff, 2002). Les lacs de kettle sont souvent définis dans la littérature comme des « lacs d'eau souterraine » en raison de leur connexion avec celles-ci (Krabbenhoft *et al.*, 1990; Hammarlund *et al.*, 2003; Ireland *et al.*, 2012; Ala-aho *et al.*, 2015; Isokangas *et al.*, 2015). Cette connexion est principalement attribuée au fait que ces lacs sont situés dans des dépôts perméables et propices à l'interaction entre les lacs de kettle et l'aquifère de surface sous-jacent (Cherkauer and Zager, 1989) et que, n'étant pas connectés au réseau hydrologique de surface, ils se renouvellent principalement par les eaux souterraines (Hammarlund *et al.*, 2003). Cependant, il existe également quelques études dans lesquelles les lacs de kettle sont considérés déconnectés des eaux souterraines, en raison de la présence de dépôts fins de type gyttja⁷ au fond du lac qui agit comme une membrane imperméable et déconnecte les lacs du système souterrain (Lischeid and Kalettka, 2011).

Au Québec, les connaissances acquises sur les lacs de kettle passent principalement par les études des dépôts quaternaires (Veillette 1983, Alpay *et al.*, 2005). Veillette et coauteurs (2004) ont montré que différents groupes de lacs de kettle dans la région de l'AT peuvent être identifiés en fonction de leur pH, de leur alcalinité totale et de leurs relations avec les eaux souterraines: (1) les lacs de kettle isolés et perchés au-dessus du niveau des eaux souterraines, alimentés par la pluie, avec des valeurs faibles de pH (compris entre 4 et 4.5) et d'alcalinité (moins de 10 mg/L); (2) les lacs de kettle intermédiaires avec des valeurs moyennes de pH (dans les environs de 6) et d'alcalinité (de 10 à 40 mg/L) et (3) des lacs de kettle alimentés entièrement par les eaux souterraines et caractérisés par des valeurs plus élevées de pH (>6) et d'alcalinité (>40 mg/L). Toujours selon ces auteurs, les lacs du dernier groupe seraient assez profonds pour pénétrer sous le niveau piézométrique et présenteraient donc des caractéristiques géochimiques proches de celles des sources. Ainsi, Veillette et coauteurs (2004) présentent les lacs de kettle comme «des formes hybrides qui peuvent posséder les caractéristiques des eaux de source, des eaux des précipitations et des eaux du

⁷ La gyttja est un dépôt organique fin.

réseau hydrographique régional». Ce comportement hydrologique différent a pu être observé dans la région SAG par une nette différence de niveau entre deux lacs de kettle situés à proximité : le lac *A-la-Croix*, de niveau 154 m, situé à quelques mètres de distance du lac Vouzier de niveau 149 m (Roy, 1996).

Finalement, il existe encore de nombreuses incertitudes sur le fonctionnement hydrologique de ces milieux. Parallèlement à cela, ces lacs sont très prisés pour la villégiature et les organismes de bassins versants émettent une forte demande pour améliorer la compréhension de ces milieux afin de les préserver et de gérer au mieux les impacts humains qui les affectent. Par exemple, en AT, la Société de l'eau souterraine d'Abitibi-Témiscamingue (SESAT) classe l'amélioration de l'hydrodynamique des liens aquifères/lacs de kettle situés sur les eskers comme enjeu d'importance 6^{ème}/100 en août 2014. Par ailleurs, l'amélioration de la compréhension de leur fonctionnement est urgente car ces lacs sont menacés par deux autres facteurs : l'exploitation intensive, pour les matériaux de construction, des granulats de sédiments fluvioglaciaires dans lesquels les lacs sont situés, ainsi que le pompage intensif des aquifères de surface facilement exploitables qu'ils contiennent, pour l'approvisionnement en eau des villes ou la commercialisation (eau Eska par exemple).

2.2.3. Approche régionale et lacs d'étude

Pour cette étude, nous avons choisi une approche régionale afin de mettre en lumière les caractéristiques associées aux différentes régions telles que la géologie et le climat. Quatre régions du Sud du Québec ont donc été sélectionnées en raison de la présence de dépôts fluvioglaciaires mais également en fonction de leur proximité avec les universités partenaires.

Le choix des lacs a été une étape importante de ce second volet du projet de recherche et a nécessité une recherche bibliographique et cartographique essentielle préalablement au travail de terrain. Notre recherche s'est ensuite focalisée sur les zones de projet PACES pour lesquelles les cartes géologiques de dépôts quaternaires détaillées avec la localisation des lacs de kettle (1:50000) étaient disponibles. Ensuite, les cartes hydrologiques détaillées du MDDELCC ont permis d'identifier les lacs sans affluents de surface et accessibles par la route. La dernière étape de choix s'est effectuée sur le terrain car elle

dépendait principalement de la présence de puits ou piézomètres à proximité des lacs afin d'échantillonner les eaux souterraines mais également de l'autorisation d'accès donnée par les riverains, la plupart des accès aux lacs étant privés.

Vingt et un lacs (entre quatre et huit lacs dans chaque région ; Figure 2.3), ont donc été choisis et échantillonnés ainsi que les eaux souterraines à proximité. Les caractéristiques principales des différents lacs sont présentées en Annexe E et leur bathymétrie est présentée en Annexe C. Le protocole d'échantillonnage est décrit en partie 6.1. et illustré en Annexe D. Les tableaux de mesures sont présentés en Annexe H et I. Ces lacs sont regroupés en quatre zones : Abitibi-Témiscamingue (AT), Outaouais (OUT), Laurentides-Lanaudière-Mauricie (LLM) et Saguenay-Lac-Saint-Jean (SAG). Ces zones sont définies et en fonction des découpages administratifs et des projets PACES, elles sont caractérisées par des caractéristiques climatiques différentes, illustrées en Figure 2.3 et Figure 2.4 (voir aussi en Annexe F pour les moyennes climatiques).

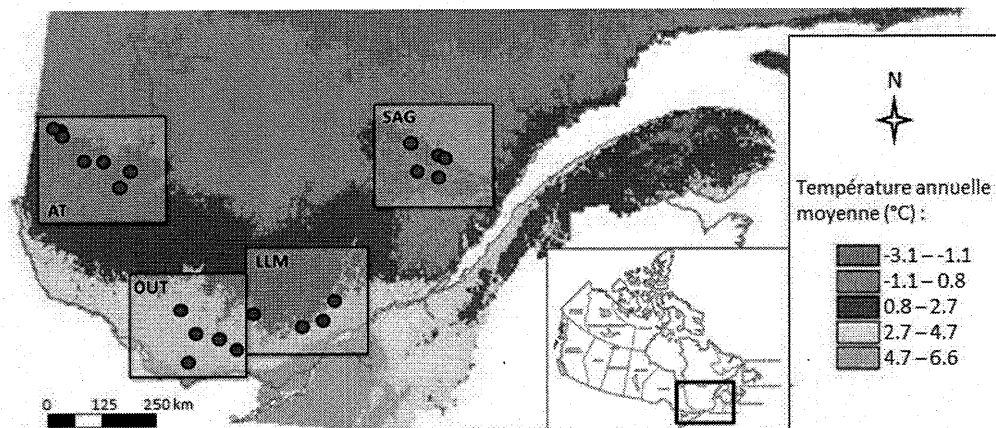


Figure 2.3. Localisation des lacs d'étude au Québec méridional, modifiée de MDDELCC (2014).

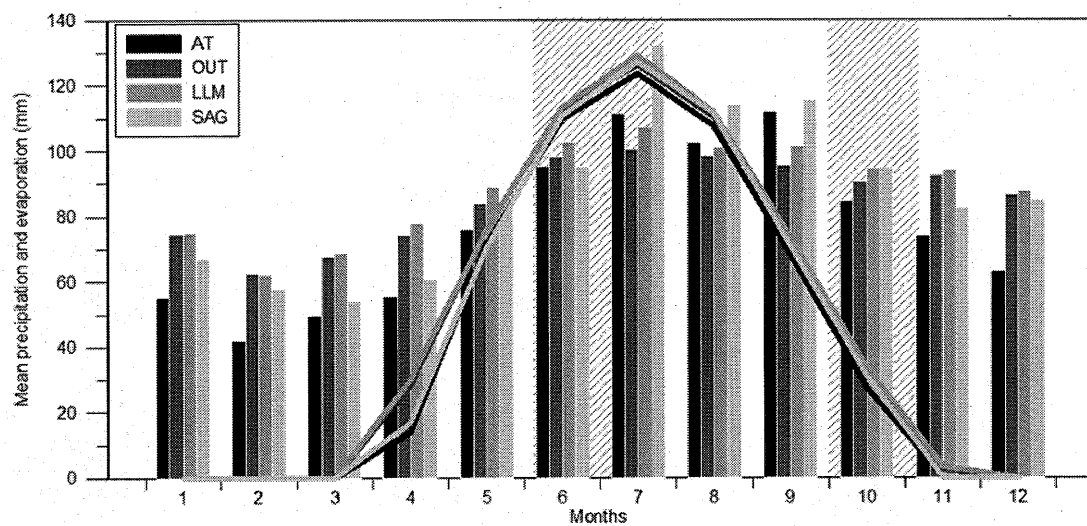


Figure 2.4. Précipitation mensuelles moyennes (barres) et évaporation (lignes) dans les quatre régions d'étude. Les précipitations moyennes ont été calculées à partir des données moyennes au niveau de chaque lac (fournie par le MDDELCC); l'évaporation a été calculée par la méthode de Thornthwaite (Annexe S). Les deux rectangles grisés correspondent aux périodes d'échantillonnage.

2.3. Bilans hydrologiques des lacs de kettle et quantification des apports souterrains

Résumé de l'article 1

Compte tenu de l'augmentation des pressions anthropiques et climatiques sur les ressources en eau, il est nécessaire de gérer et préserver les eaux souterraines et les eaux de surface. Étant donné que ces deux réservoirs peuvent être interconnectés, leurs évolutions sont intimement liées et doivent être considérées comme telles. Cependant, les interactions entre les lacs et les eaux souterraines restent aujourd'hui encore mal comprises et ne sont, la plupart du temps pas prises en considération dans les études. Par conséquent, l'établissement d'une approche globale pour quantifier les interactions entre les eaux souterraines et les lacs dans divers milieux est d'une importance capitale pour évaluer la sensibilité des lacs à l'évolution qualitative et quantitative des eaux souterraines. Dans cette étude, des petits lacs de kettle, localisés dans les dépôts fluvioglaciaires et très probablement bien reliés aux aquifères libres peu profonds, sont spécifiquement ciblées. Les résultats géochimiques et isotopiques mettent en évidence que les flux d'eaux souterraines vers ces lacs sont généralement un paramètre dominant de leur bilan hydrologique. Les résultats de ^{222}Rn montrent que seuls certains lacs ont une proportion élevée d'eaux souterraines dans leur volume total. En effet chaque traceur identifie des procédés de mélange différents dans l'espace et le temps entre l'eau du lac, les eaux souterraines, et les autres apports. Enfin, les lacs de kettle étudiés se caractérisent par une proportion relativement élevée des eaux souterraines ainsi qu'un court temps de renouvellement par les eaux souterraines. En conséquence, ces lacs peuvent être très sensibles aux changements environnementaux et climatiques qui affectent les eaux souterraines.

Geochemical and isotopic mass balances of kettle lakes in southern Quebec (Canada) as tools to document variations in groundwater quantity and quality

Accepted in Environmental Earth Sciences (September 2016)

M. Arnoux^{1,2}, F. Barbecot¹, E. Gibert-Brunet², J. Gibson³, E. Rosa⁴, A. Noret², G. Monvoisin²

¹ GEOTOP, Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, Canada H3C 3P8

² GEOPS, UMR 8148, CRNS-Université Paris-Sud/Paris-Saclay, Orsay, France

³ Alberta Innovates Technology Futures, 3-4476 Markham Street, Victoria, BC V8Z 7X8, Canada

⁴ Université du Québec en Abitibi Témiscamingue, Amos, Québec, Canada J9T 2L8

Abstract

Given increasing anthropogenic and climatic pressures on water resources, groundwater and surface water need to be better managed and preserved. As these two water stocks can be connected to each other, their evolutions are linked and need to be considered as such. However, interactions between lakes and groundwater are not well understood and, most of the time, are not taken into account. Therefore, establishing a comprehensive approach to quantify groundwater and lakes' hydrogeochemical interactions in various settings is of foremost importance for assessing the sensitivity of lakes to groundwater evolution. In this study, small kettle lakes set in fluvioglacial deposits and that are most likely well connected to shallow unconfined aquifers are specifically targeted.

Geochemistry and isotopic results highlight that groundwater flux to the lakes is generally the dominant parameter of the lake water budget. The ²²²Rn results in particular suggest that 38% of the studied lakes have a high proportion of groundwater in their balances. It appears that the different tracers are complementary: geochemistry is influenced by groundwater inflows, reflecting its quality and the local geology, whereas water stable isotopes

correspond directly to the volumetric lake water budget, and both of these tracers are impacted by in-lake processes. Moreover, the third tracer considered, ^{222}Rn , highlights the location of groundwater inputs in space and time. Finally, the studied kettle lakes are characterized by a short to medium flushing time by groundwater. As a result, these lakes can be highly sensitive to environmental and climate changes affecting groundwater.

1. Introduction

Groundwater plays a fundamental role in human and ecosystem health, as well as in social and economic development. However, despite their widely recognized importance, groundwater resources are increasingly put at risk. On the one hand, human activities involving groundwater withdrawal, land use change, and the release of contaminants to the hydrosphere are known to affect groundwater quality (Arguelles *et al.*, 2014). On the other hand, recent studies suggest that climate instabilities are likely to impart changes to groundwater geochemistry in different settings (Rivard *et al.*, 2009). Groundwater is often an important inflow to surface water, and changes in groundwater quality or quantity will most likely impact surface water evolution. However, flow between groundwater and surface water is nearly always difficult to quantify. In some settings, groundwater contributions are small relative to other water-budget terms and can justifiably be ignored. However, in other cases, exchange with groundwater can represent a significant component of lake water or nutrient budgets (Rosenberry *et al.*, 2015), yet remain poorly documented. Furthermore, understanding the hydrogeochemical mass balance of lakes and their interactions with aquifers is critical for (1) water resource management (Showstack, 2004), (2) understanding lacustrine ecology and nutrient balances (Ala-aho *et al.*, 2013; Kidmose *et al.*, 2013) and for (3) quantifying the vulnerability of lakes to pollution (Kløve *et al.*, 2011). Groundwater-lake interactions are nevertheless complex, and hydrogeochemical fluxes are highly variable, both spatially and temporally (Winter 1999), depending on shoreline and bed substrate, aquifer/aquitard characteristics, topography, and meteorological conditions (Rosenberry and LaBaugh 2008), among other factors. In addition, little is known about how climate-driven impacts on

groundwater will affect lakes. In this regard, given a proper quantification of groundwater-lake water interactions, the monitoring of surface water quality in time and space could provide valuable insights into how groundwater evolution might affect lakes. The list of methods available to quantify flow between groundwater and surface water is still relatively short (Rosenberry *et al.*, 2015), and mass balance remains one of the most commonly used methods. Mass balance can be based on (1) chemistry (LaBaugh *et al.*, 1995; LaBaugh *et al.*, 1997; Bocanegra *et al.*, 2012; Goldhaber *et al.*, 2014), (2) the stable isotope signature of water (Krabbenhoft *et al.*, 1990; Stets *et al.*, 2010; Turner *et al.*, 2014; Isokangas *et al.*, 2015), and (3) ^{222}Rn activity in water (Kluge *et al.*, 2007; Cook *et al.*, 2008; Kluge *et al.*, 2012; Malgrange and Gleeson, 2014). However, all of these indices of groundwater-lake interactions have their own uncertainties and, until now, they have very rarely been combined in a single study. In this paper, these three indicators will be applied and compared to determine groundwater fluxes to lakes, and the proportion of groundwater in lake water budgets. Indeed, establishing a comprehensive approach to quantify groundwater and lakes' hydrogeochemical interactions in various settings is of foremost importance for assessing the sensitivity of lakes to groundwater evolution. As such, this study aims to evaluate the potential of using lake geochemistry as a proxy for groundwater evolution in time and space. Small kettle lakes set in fluvioglacial deposits, and that are most likely well connected to shallow unconfined aquifers, are specifically targeted. The specific objectives are (1) to evaluate how these lakes and nearby groundwater can document hydrogeochemical processes at various scales, (2) to develop integrated geochemical methods to quantify groundwater fluxes to/from lakes, and (3) to determine the extent of groundwater controls on the lakes' hydrogeochemical balances.

2. Study sites

Four study areas were identified in southern Quebec (Figure 2.5); the (1) Abitibi-Témiscamingue (AT), (2) Outaouais (OUT), (3) Laurentide-Lanaudière-Mauricie (LLM), and (4) Saguenay (SAG) regions. These are characterized by contrasting climatic conditions and geological settings, as reported in Table 2.1. Kettle lakes, set in coarse grained (sand/gravel) fluvioglacial deposits, from each of the four regions are specifically targeted in this study, because (1) they are small enough to be sensitive to environmental changes on a short time scale, (2) they generally present predictable and uniform geomorphological features, and (3) they are likely connected to shallow, unconfined aquifers. The kettle lakes were formed during the transition period from Late Glacial to Holocene, between approximately 12000 and 9000 years ago, and are found in fluvioglacial deposits such as outwash plains, deltas, eskers, and kame terraces (Benn and Evans, 2011). Kettle holes were formed when ice blocks were buried in the ground and, as they melted, left depressions in the landscape. When these are filled by water, they are called kettle lakes, and are known, in many cases, to be connected with the underlying aquifer (Isokangas *et al.*, 2015). In the AT region, fluvioglacial deposits form important eskers and moraines (Cloutier *et al.* 2013), in SAG, they are mainly small eskers and kame terraces (CERM-PACES 2013), and in OUT and LLM, they are mostly located in valleys and bedrock depressions (Comeau *et al.*, 2013; Leblanc *et al.* 2013). As indicated in Figure 2.5, a total of 21 lakes were selected for sampling in summer and autumn. These lakes have the following characteristics: (1) surface areas ranging from 0.001 to 0.3 km², (2) maximum depths ranging from 2 to 35 m, implying a volume ranging between approximately 1.5×10^3 to 1.4×10^6 m³, and, to the extent possible, (3) are without permanent surface inflow. The characteristics of the sampled lakes in each study region are described further in Table 2.1.

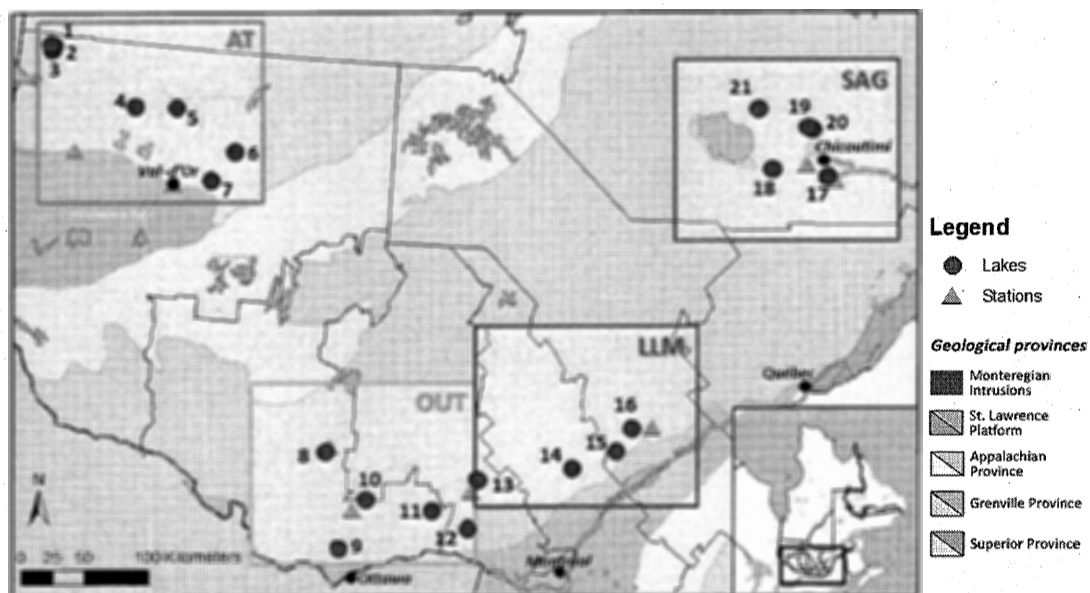


Figure 2.5. Locations of the study sites within the four regions: Abitibi-Témiscamingue (AT), Outaouais (OUT), Laurentide-Lanaudière-Maurice (LLM), and Saguenay (SAG), and geological provinces (SIGEOM). Lakes designation to regions is determined on the basis of an administrative division.

Table 2.1. Main characteristics of the study areas; Weather data for each region are obtained from mean lakes weather data provided by the *Ministry of Sustainable Development, Environment, and Action against Climate Change (MDDELCC)*. Evaporation was calculated using the Thornthwaite method.

Area s	Mean annual temperature (°C)	Mean annual precipitation (mm/yr)	Mean annual evaporatio n (mm/yr)	Geological Province/dominant bedrock geology (SIGEOM)	Main fluvioglacial deposits associated with kettle lakes	Sampled lakes' volume (10 ⁴ m ³) Mean / Standard deviation (number of lakes – lake with inlet)
AT	0.7 to 1.3	904 to 935	513 to 528	Superior Province Granitoids and volcanic rocks	High continuous eskers and part of the Harricana moraine (Cloutier et al. 2013)	39 / 52 (7-0)
OUT	3.7 to 4.8	974 to 1117	543 to 574	Greenville Province Granitoids and sedimentary rocks (marble, calcosilicate rocks, dolomite and quartzite)	located in valleys and rock depressions (Comeau et al., 2013)	48 / 44 (5-0)
LLM	2.6 to 3.5	1054 to 1075	543 to 580	Greenville Province Granitoids, mafic and ultramafic rocks and sedimentary rocks (gneiss, paragneiss, marble, quartzite and iron formations)	located in valleys and rock depressions and part of the Saint- Narcisse moraine (Leblanc et al. 2013)	11 / 19 (4-2)
SAG	0.8 to 2.8	969 to 1113	536 to 538	Greenville Province Granitoids, mafic and ultramafic rocks and sedimentary rocks (limestone, shale, dolomite and sandstone)	Small discontinuous eskers and kame terraces (CERM-PACES 2013)	30 / 25 (5-1)

3. Materials and Methods

3.1. Sampling procedures

Water samples were retrieved during two field campaigns conducted in June-July and October-November 2014. Major ions, water stable isotopes ($\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$), and ^{222}Rn activity were measured. The sampling program included lake water, groundwater, and water from streams connected to lakes, where applicable. Lake water samples were collected from the sector corresponding to the deepest portion of the kettle.

Physicochemical parameters, including pH and electrical conductivity, were acquired from water pumped from the water column through an isolated airtight cell, while temperature and dissolved oxygen were measured directly within the water column using a Hanna multiparameter probe. Electrical conductivity was measured using a WTW conductivity meter, according to the Hanna instrument standard HI 70031, and pH using a WTW pH meter, according to the Hanna instrument standards HI 70004, 70007, and 70010. When physicochemical parameters revealed a well-mixed lake, the water column was considered to be homogeneous and only one sample was collected from near the bottom of the lake. Otherwise, for stratified lakes, two samples were collected (except for ^{222}Rn): one from the top of the epilimnion, and one from near the bottom of the lake, in the hypolimnion. This was done in order to account, in as much as possible, for the vertical heterogeneity of the water column by measuring the two extremes in variations for the various parameters.

Whenever possible, groundwater was sampled from private wells located in the vicinity of the studied kettle lake. At private residences, groundwater samples were collected from a tap providing untreated water, after purging the well of three times its volume. In cases where there were streams connected to the studied lake, samples were collected from the middle of the channel, and flow rate was measured using a velocimeter, once per campaign. Samples for major ions were filtered in the field using sterile syringe filters ($0.45\ \mu\text{m}$), stored in 30 ml HDPE bottles, and acidified to $\text{pH} < 2$ using nitric acid for cation analyses. Unfiltered samples were stored in 35 ml and 250 ml bottles for stable isotope and ^{222}Rn analyses respectively.

Samples for anion, cation and water stable isotope analyses were transported in a cooler, and subsequently stored at 5°C until analyses were performed.

3.2. Main water chemistry

Major ion composition (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , F^- , Cl^- , NO_3^- , NO_2^- , SO_4^{2-}), pH, electrical conductivity (EC), and alkalinity were analysed for 119 samples from the two field campaigns. Alkalinity was titrated using a Hach test kit and following the Gran method. The concentrations of major anions were analysed using a Dionex ICS-1000 ion chromatography with AS14 column. The series of samples were analysed as follows: one blank, five standards, two blanks, samples with a blank following every three samples, and, at the end of the run, one standard and two blanks to validate the calibration and the deviation of the instrument. The samples were run in order of increasing conductivity, and some were analysed twice. Major cations were measured using an AAS 240 FS atomic absorption spectrometer at the University of Paris-Sud (France). The series of samples were analysed as follows: one blank, six standards and one blank to calibrate, then two standards every six samples, and, at the end, the calibration run was analysed again to validate the calibration and the deviation of the instrument. Analysis of some samples was also duplicated.

3.3. The ^{222}Rn mass balance

For each studied lake, ^{222}Rn was sampled from groundwater wells, inflow and outflows streams, and in the middle of the lakes near the bottom. ^{222}Rn activity was measured in the laboratory at the University of Quebec in Montreal (Canada) within three days after sampling, using liquid scintillation counting with indirect extraction, following the method described by Lefebvre *et al.* (2013). The water column was considered to be well-mixed, and thus the ^{222}Rn signal is assumed to be relatively uniformly distributed, both vertically and horizontally. However, if the lake is stratified, it has been shown that the ^{222}Rn activity in the hypolimnion is similar to or lower than the lake average (Kluge *et al.*, 2007; Kluge *et al.*, 2012). Indeed, Kluge *et al.* (2012) showed that, in some lakes sampled during the summer, the ^{222}Rn concentration is stratified with lower concentrations near the bottom. In this study, the groundwater flow

measured in this way, using only one sample from near the bottom of the lake, may therefore be underestimated for stratified lakes. Following the water mass budget approach, a steady state advection model of ^{222}Rn can be used to quantify groundwater discharge rates (Gleeson *et al.*, 2009). In this application, it is assumed that groundwater discharge into the lakes is at steady-state, and that this input represents the only substantial source of ^{222}Rn . In general, areas of anomalous ^{222}Rn activity are rare and are usually restricted to portions of the lake where pilings and/or artificial canals have been constructed, providing groundwater pathways to surface waters (Dimova *et al.*, 2013). Furthermore, it is assumed that the diffusive ^{222}Rn flux from the lake sediments is negligible. However, for lakes with low groundwater discharge, the ^{222}Rn diffusive flux can be relatively important in the overall budget; in these cases, the discharge rate calculated may be overestimated. The model used is a single-box model at steady state that accounts for ^{222}Rn sinks and sources. ^{222}Rn activity is negligible in the atmosphere and in precipitation. Since the radium activity in water is low, and since radium is bound to sediment particles in fresh water (Kiro *et al.*, 2012), the ^{222}Rn production from radium decay is assumed to be negligible. The ^{222}Rn budget is then written as:

$$C_L(Q + k * A + \lambda * L) = I_S C_S + I_G C_G \quad (\text{Bq.l}^{-1}.\text{m}^3.\text{yr}^{-1}; \text{Eq. 2.1})$$

where λ is the radioactive decay constant (0.18 day^{-1}), L is the volume of the lake (m^3), C_L is the ^{222}Rn activity in the lake, C_S is the ^{222}Rn activity in the incoming surface water, C_G is the ^{222}Rn activity in the groundwater, and Q is the total outflow from the lake. k is the gas exchange velocity, and is assumed to be constant as it is weakly variable for small lakes (Vachon *et al.*, 2013). The gas exchange velocity has been estimated at 0.16 m/d by Cook *et al.* (2008), and used in mass balances in Quebec for small lakes by Malgrange and Gleeson (2014), and therefore is also used in this study. The total outflow from the lake is assumed to be constant and equal to the mean surface outflow measured during the two field campaigns. Lake volumes are estimated from bathymetric maps created in ArcGIS using kriging based on shorelines positions and depth profiles. Depths were measured on site with a Speedtech Depthmate Portable Sounder along one or two profiles per lake, with a total of only three to as many as thirty points, depending on the lake size. Only three depths points were obtained for only one lake (#16), and included the deepest point of the lake.

3.4. The stable isotopic mass balance

The stable isotope compositions were determined for a total of 119 samples from the two field campaigns. Samples were analysed with a LGR Laser Water Isotope Analyser OA ICOS DLT at the University of Paris-Sud (France). The analytical accuracy is $\pm 1 \text{ ‰}$ for $\delta^2\text{H}$ and $\pm 0.2 \text{ ‰}$ for $\delta^{18}\text{O}$. The results are presented in δ values, representing deviation in per mill (‰) from the isotopic composition of Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW), such that $\delta^2\text{H}$ or $\delta^{18}\text{O} = ((R_{\text{sample}}/R_{\text{standard}}) - 1) \times 1000$, where R refers to the $^2\text{H}/\text{H}$ or $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios in both the sample and standard. The annual water mass and isotope mass balance for a well-mixed lake may be written as:

$$\frac{dL}{dt} = I - E - Q \text{ (m}^3\text{.yr}^{-1}\text{; Eq. 2.2)}$$

and

$$L \frac{d\delta_L}{dt} + \delta_L \frac{dL}{dt} = I\delta_I - E\delta_E - Q\delta_Q \text{ (‰.m}^3\text{.yr}^{-1}\text{; Eq. 2.3)}$$

respectively, where L is the volume of the lake, t is time, E is evaporation, I is instantaneous inflow, which is the sum of surface inflow from upstream, runoff from the catchment area, groundwater inflow, and precipitation on the lake surface, Q is instantaneous outflow, which is the sum of surface and groundwater outflow, δ_L is the isotopic composition of the lake, δ_I is the isotopic composition of the total inflow, and δ_Q is the isotopic composition of the total outflow. Here, a steady state is assumed. Thus, in combining equations (2) and (3), groundwater inflow can be determined without information on outflow by determining the following parameters:

- **Lake (L, δ_L)**

Lake volume (L) is estimated as described in section 3.3. The lakes' isotopic compositions (δ_L) have been measured in samples from the two field campaigns described above. However, when lakes appeared to be stratified (in summer for most of the sampled lakes), the representativeness of δ_L is modified due to different processes occurring in only one of the two mixed layers, such as evaporation that is restricted to the epilimnion. For the isotopic mass balance, a mean value of δ_L is used for the entire water column, calculated from the two values measured (i.e., in the epilimnion and in the hypolimnion).

- **Evaporation (E , δ_E)**

Evaporation is calculated using the Thornthwaite method, (Rosenberry *et al.*, 2007), based on monthly mean air temperatures at each lake. Monthly evaporation is calculated as time-weighted daily values summed over the month, then multiplied by the area of the lake. The isotopic composition of the evaporating moisture (δ_E) is not directly measured, but can be estimated using the Craig and Gordon (1965) model, as described by Gonfiantini (1986):

$$\delta_E = \frac{(\delta_L - \varepsilon^+) / \alpha^+ - h \delta_A - \varepsilon_K}{1 - h + 10^{-3} \varepsilon_K} (\text{‰}; \text{Eq. 2.4})$$

where h is the relative humidity at the lake surface temperature (decimal fraction), δ_A is the isotopic composition of the local atmospheric moisture, $\varepsilon^+ = (\alpha^+ - 1) \times 1000$ is the equilibrium isotopic separation, α^+ is the equilibrium isotopic fractionation (Horita *et al.*, 2008), and $\varepsilon_K = C_K(1 - h)$ is the kinetic isotopic separation, where C_K is the ratio of molecular diffusivities of the heavy and light molecules (see also Gibson *et al.* (1999) and Gibson *et al.* (2015)). Here C_K values used are representative of fully turbulent wind conditions and a rough surface, which is the case for our study lakes (i.e., 14.2‰ for oxygen and 12.5‰ for hydrogen respectively, based on experimental data (Horita *et al.*, 2008)). Horita and Wesolowski (1994) give experimental values of:

$$\alpha^+({}^{18}\text{O}) = \exp(-7.685/10^3 + 6.7123/T - 1666.4/T^2 + 350410/T^3) \quad (\text{Eq. 2.5})$$

$$\alpha^+({}^2\text{H}) = \exp(1158.8 \times T^3 / 10^{12} - 1620.1 \times T^2 / 10^9 + 794.84 \times T / 10^6 - 161.04 / 10^3 + 2999200 / T^3) \quad (\text{Eq. 2.6})$$

for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ respectively, where T is temperature in Kelvin.

The isotopic composition of atmospheric moisture (δ_A in ‰ vs SMOW) was calculated assuming equilibrium isotopic exchange between the liquid and vapour phases, as follows:

$$\delta_A = \frac{\delta_P - \varepsilon^+}{1 + 10^{-3} \varepsilon^+} (\text{‰}; \text{Eq. 2.7})$$

where δ_P (in ‰) is the isotopic composition of precipitation weighted here by the evaporation-flux (Gibson *et al.*, 2015). Mean temperature and humidity are measured at land-based meteorological stations located as near as possible to the lakes (2000-2014 period; Figure 2.4).

- **Precipitation (P , δ_P)**

Hydrological inputs from precipitation (P) were estimated from a temporal series of land-based meteorological stations by interpolation. These data have been provided by the CEHQ (*Centre d'Expertise Hydrique du Québec*) from 1900 to 2010 for a 0.1° grid size (Poirier et al., 2014). The mean annual precipitation value is based on monthly precipitation values at each sampled lake from 1900 to 2010, as summarized on Figure 2.4. The monthly mean isotopic composition of precipitation (δ_P) was assessed in the 4 regions from GNIP (*Global Network of Isotopes in Precipitation*) and PACES (*Programme d'Acquisition de Connaissances sur les Eaux Souterraines*) datasets (Annexe G). Mean annual precipitation isotopic composition used in the lake balances is flux-weighted by monthly values.

- **Groundwater input (I_G , δ_{GI}), stream input (I_S , δ_S), and inflow from catchment runoff (I_R , δ_R)**

The evaporation to inflow ratios (E/I ; dimensionless) are used to discuss relative parameter dominance (Turner et al., 2010; Gibson et al., 2015; Isokangas et al., 2015):

$$E / I = \frac{\delta_I - \delta_L}{\delta_E - \delta_L} = x \text{ (dimensionless; Eq. 2.8)}$$

where $I = P + I_S + I_R + I_G$. In many studies, runoff has either been assumed to be a percentage of rainfall minus evapotranspiration, depending on soil composition (Stets et al., 2010), or it is simply not considered at all (Krabbenhoft et al., 1990; Sacks et al., 2014). Thus, for a headwater lake, if the annual runoff is assumed to be negligible, annual groundwater inflow can be defined as:

$$I_G = \frac{E}{x} - P \text{ (m}^3\text{.yr}^{-1}\text{; Eq. 2.9)}$$

A sensitivity analysis was conducted in order to evaluate the robustness of the calculations proposed above. Model sensitivity to parameter uncertainty is first assessed by observing the variations in groundwater influence as a function of each parameter for a lake. During the sensitivity analysis, the values corresponding to each parameter are modified in a step-wise manner and the differences in the calculated groundwater discharge rates are noted.

The cumulative uncertainty associated with all of the model parameters (i.e., lake area, lake depth, isotopic signatures, and precipitation and evaporation rates) is subsequently calculated.

4. Results and discussion

4.1. Hydrochemistry

Mean major ion compositions of water samples from the two field campaigns are presented in Figure 2.6. The ionic balance errors of analyses are less than 10% in 57.5% of the 119 samples. The standard deviation of the ionic balance is 12%, the mean is 10%, and the median is 7%. The very low ion content of the sampled water is presumed to be responsible for the relatively high ionic balance errors. In Figure 2.6, three groups of data can be observed when comparing lake water with groundwater compositions, depending on the study region. The AT kettle lakes tend to present a completely different pattern from groundwater, with a composition closer to that of rain water, with a very low ionic content, suggesting very limited connection with groundwater. For the other three areas, the patterns are similar between lakes and groundwater. LLM and SAG lakes' water are close to groundwater composition, and most likely reflect the groundwater influence on lakes in this area, albeit with higher dilution from rain water than is observed for the OUT region. The OUT lakes' waters are indeed very close to the groundwater composition, suggesting an important interconnection between the sampled kettle lakes and groundwater in this region. The saturation indices with respect to calcite (SI_{calcite}), calculated from the ion contents of lake water samples, are significantly different between AT-LLM and OUT-SAG, as illustrated in Figure 2.7. In the OUT and SAG regions, this index is closer to equilibrium (with mean values of SI_{calcite} equal to -1.6 and -1.5 respectively) than for the AT and LLM regions, in which SI_{calcite} shows unsaturated lakes with respect to calcite (with mean SI_{calcite} values equal to -4.6 and -3.5 respectively). SI_{calcite} is supposed to be close to or higher than equilibrium for groundwater in areas where carbonates are abundant. In the AT and LLM regions, SI_{calcite} for groundwater is under-saturated (with mean values equal to -1.8 and -2.8 respectively). However, in OUT and SAG regions, where calcite deposits can be found, the SI_{calcite} for groundwater remains under-

saturated (with mean values equal to -1.1 and -1.7 respectively). The water from the sampled wells taken to represent groundwater are therefore probably a mix of lake water and groundwater instead, and groundwater SI_{calcite} is therefore not considered further in this analysis. The lake water SI_{calcite} shows that lakes are representative of the carbonate bearing geology in OUT and SAG. It suggests that lakes can be connected to groundwater in these two areas. For the other two areas, AT and LLM, low SI_{calcite} may either indicate the absence of carbonate deposits or the disconnection of lakes from groundwater. Therefore there are two components underlying the geochemistry of these kettle lakes: their geological setting followed by their connection to groundwater.

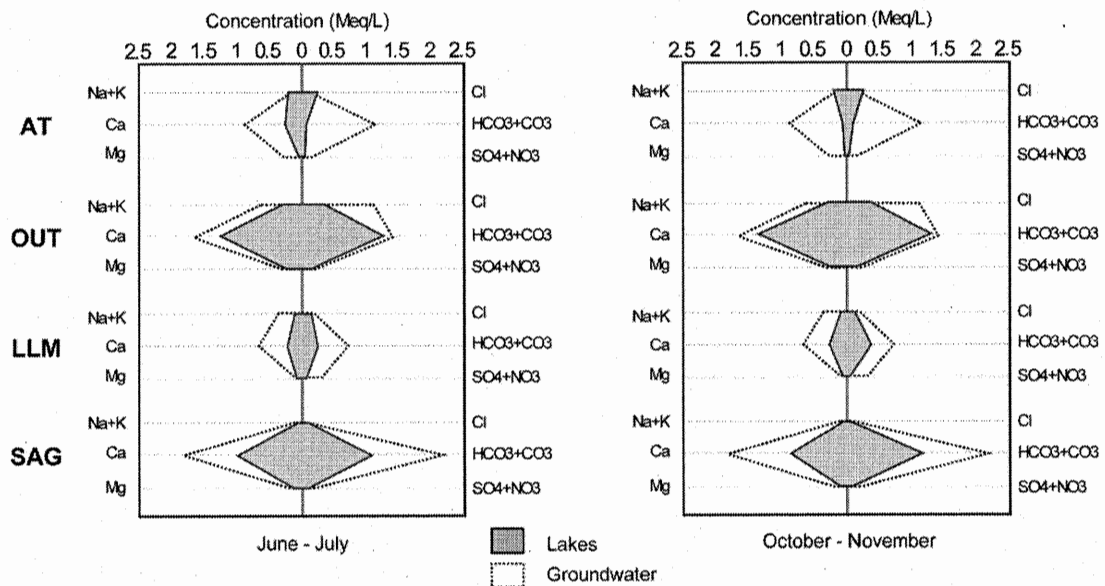


Figure 2.6. The mean major ion contents for each study region in lakes (grey) and in groundwater (dashed lines) for the two sampling campaigns.

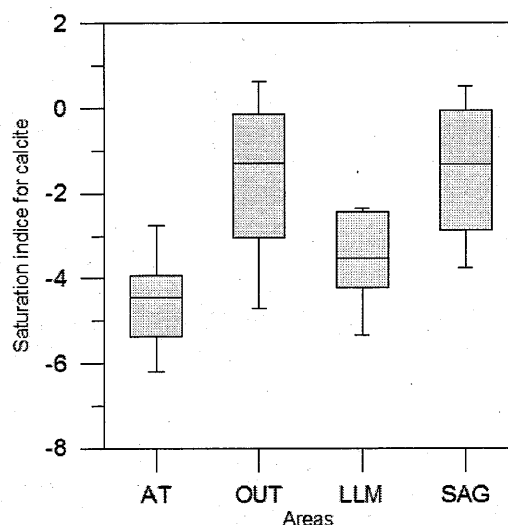


Figure 2.7. Median, first and third quartiles, and maximum and minimum values of the mean calcite saturation index from lake samples from the four study areas.

4.2. ^{222}Rn mass balance

Analyses of groundwater collected from wells near all studied lakes show that the ^{222}Rn activity in groundwater is 2 to 3 orders of magnitude higher than in the lake waters. ^{222}Rn activity is therefore well-differentiated between lakes and groundwater (Figure 2.8.b). The results reveal that ^{222}Rn activity shows significant spatial variability in groundwater, even within a single region (Figure 2.8.a). Groundwater ^{222}Rn activity used in the mass balance model for each region was the mean activity measured in the wells (8539, 5024, 7585, and 24033 Bq/m³ for LLM, SAG, AT and OUT respectively). ^{222}Rn activity is much higher in OUT than in the other regions. This likely reflects the geology of the region, which is known to be rich in granitic pegmatites and skarn (SIGEOM). A well-mixed single-box model is used to calculate groundwater flows to each lake (Malgrange and Gleeson, 2014). A more precise multi-box model has already been developed for a lake (Kluge *et al.*, 2012). However, this same study shows that the results of single-box models are comparable to the results of the multi-box model calculations, and supports the use of one well-mixed single-box model with a mean ^{222}Rn concentration for inflow calculations (Kluge *et al.*, 2012). In many of the sampled lakes, ^{222}Rn activity was below the detection limit. However, the absence of the tracer at detectable levels is not proof of no groundwater inflow to the lake, since it can also be due to internal

mixing in the lake or a long water residence time compared to the ^{222}Rn half-life. It is important to keep in mind that ^{222}Rn , because of its very short half-life, is an indicator of groundwater inflows to surface water but only at the specific time of the sampling. Moreover, considering that the measured value represents the mean value of the lake, which is the assumption of the well-mixed single-box model, and also that groundwater inflows do not change throughout the year, a mean groundwater flux towards the lakes, can be calculated (Figure 2.9). Although the value obtained is only an approximation of groundwater fluxes, because ^{222}Rn activity can follow stratification in the lake, it provides a first estimate to compare behaviour between lakes. Computed mean fluxes normalized to the lake surface area range between 0.12 to 141 m/yr, as shown in Figure 2.9, with most of the lakes having a groundwater input of close to 1 m/yr. The groundwater fluxes calculated from ^{222}Rn do not show any trends between regions.

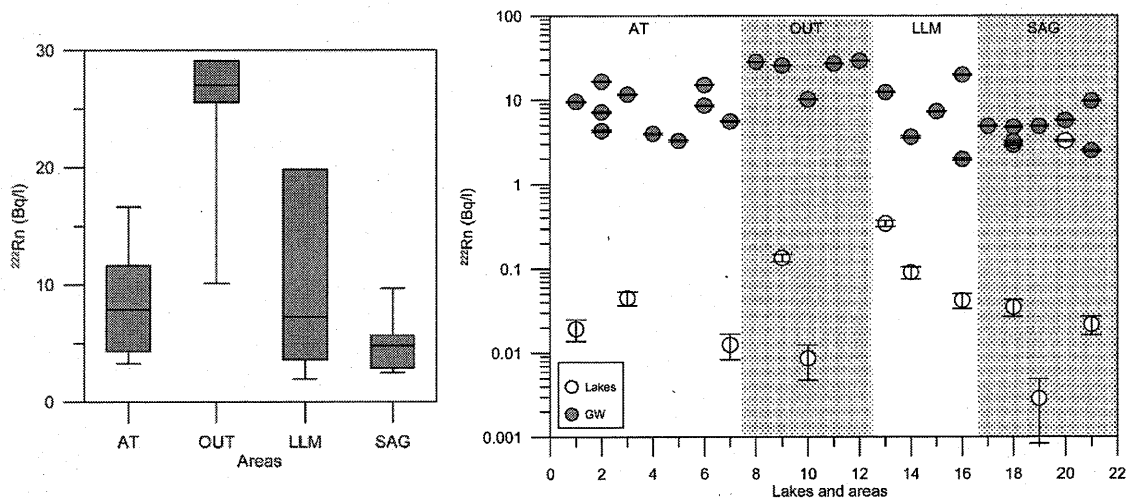


Figure 2.8. a) Median, first and third quartiles, and maximum and minimum of groundwater ^{222}Rn activity for each area and b) ^{222}Rn activity measured in the deep part of the lakes (white circles) and associated groundwater measured in nearby wells (black circles).

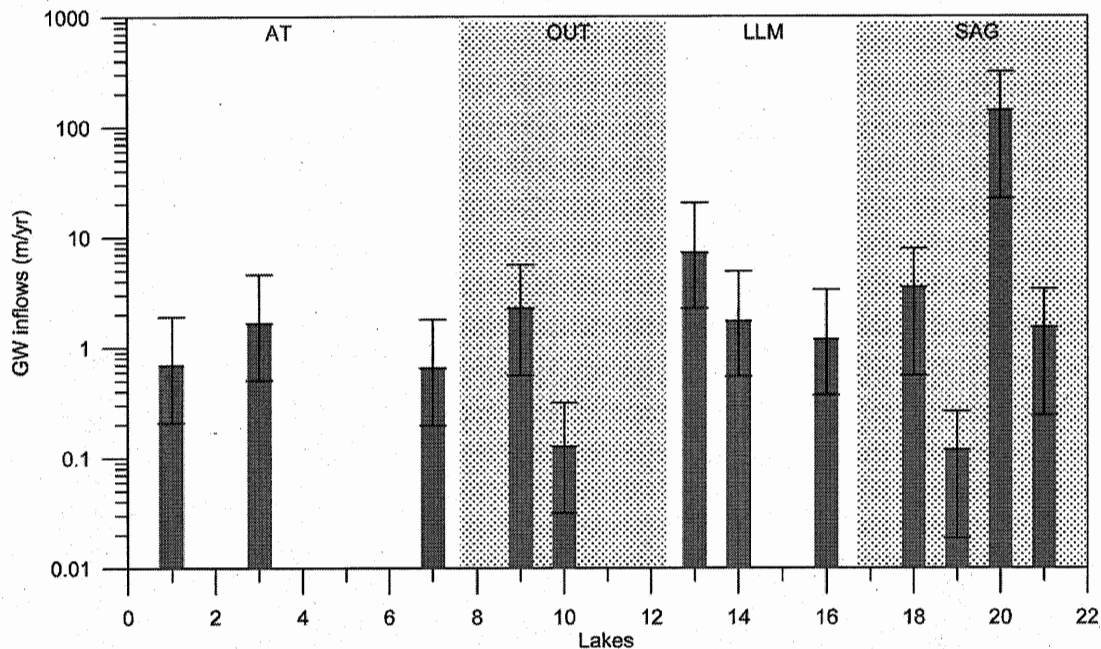


Figure 2.9. Groundwater inflow to lakes obtained through ^{222}Rn mass balance, the fluxes normalized to the lakes' surface areas. The bars represents groundwater inflows calculated for each lake (numbered as per Fig. 1) from the mean ^{222}Rn activity in groundwater per region, $\pm$ the standard deviation of ^{222}Rn activity in groundwater per region.

4.3. Stable isotopic mass balance

4.3.1. Stable isotopic composition of water

The isotopic composition of lakes depends on many factors, including the dynamics of inflows (their quantities and their signatures), stratification, evaporation, sampling time, and geomorphology (depth, surface, and volume). The isotopic data presented in Figure 2.10 lie on two different local evaporation lines (LEL) depending on their location ($\text{LEL}_{\text{North}}/\text{LEL}_{\text{South}}$). It has previously been shown that the intersection of the LEL with the local meteoritic water line (LMWL) often provides an valid approximation of the weighted-mean isotopic composition of input waters to a catchment (δ_i), while the displacement of a given lake water (δ_L) along the LEL provides an indication of water balance (Edwards *et al.*, 2004). Thus, the current results confirm that total inflows to the studied lakes have an isotopic composition close to the mean isotopic composition of groundwater, which is similar to the amount-weighted mean annual isotopic value for precipitation (δ_{PFW}) of each study area. Generally, the amount-weighted

mean annual isotopic composition of precipitation is controlled by altitude and latitude (Delavau *et al.*, 2011). Here, as the studied regions are relatively flat, this is controlled mainly by variations in latitude. It can be observed that a few groundwater values do not follow this trend, and are instead close to lakes values, suggesting that some sampled wells might represent a mixture between lake water and groundwater.

The calculated E/I of the studied lakes, based on $\delta^{18}\text{O}$ isotope mass balance, are shown in Figure 2.11, and suggest that kettle lakes are mainly dominated by groundwater inflow and not by evaporation, even after summer. Three groups of data are identified in Figure 2.11: (1) E/I values of between 0 and 0.2, where lakes are typically through-flow lakes dominated by groundwater inflow, (2) E/I values varying from 0.2 to 0.4, which are still dominated by groundwater inflows, but with a higher influence of evaporation (this is the case for all lakes located in AT region), and (3) two lakes (#10, 18) with an E/I value of close to 0.5, the value above which the lake becomes evaporation-dominated (Turner *et al.*, 2010). It is worth noting that lake #18 (SAG) is likely affected by anthropogenic impacts, because it is located in the vicinity of a municipal well. These anthropogenic impacts could, at least in part, explain the decrease in groundwater level and therefore in groundwater inflows to this lake. Another reason for their high E/I values could be the proximity of these two lakes to a larger lake, which can lead to groundwater inflow already enriched by evaporation.

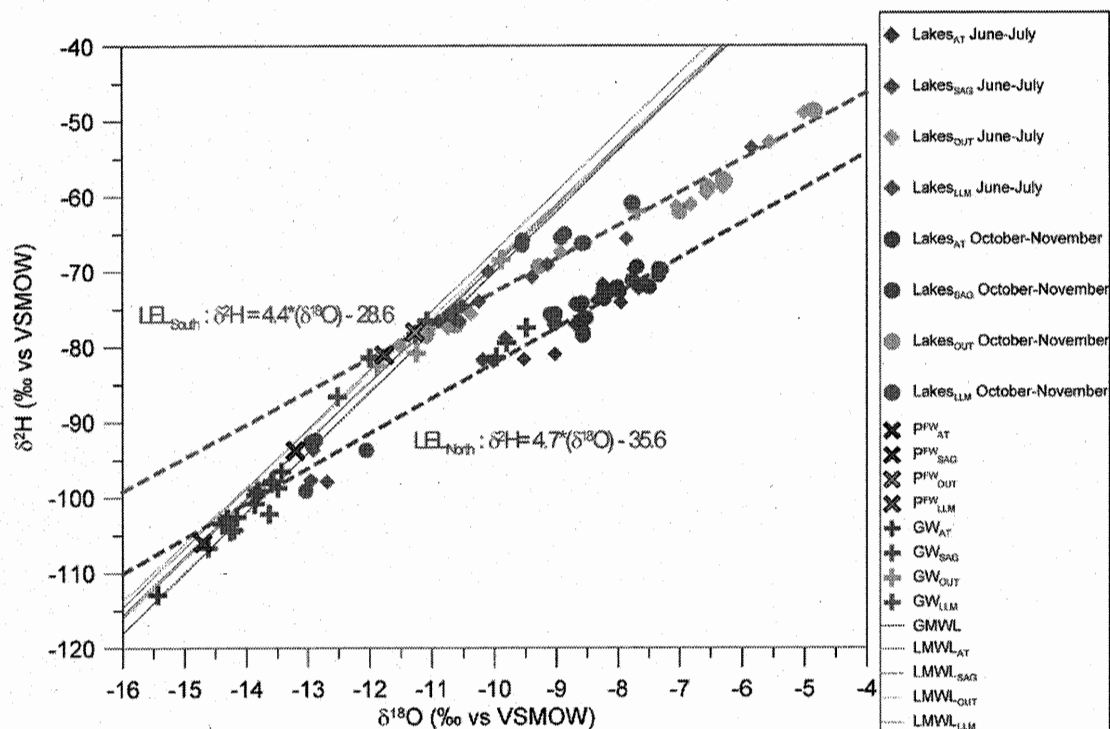


Figure 2.10. Isotopic signatures in precipitation, lake water, and groundwater in the four areas.

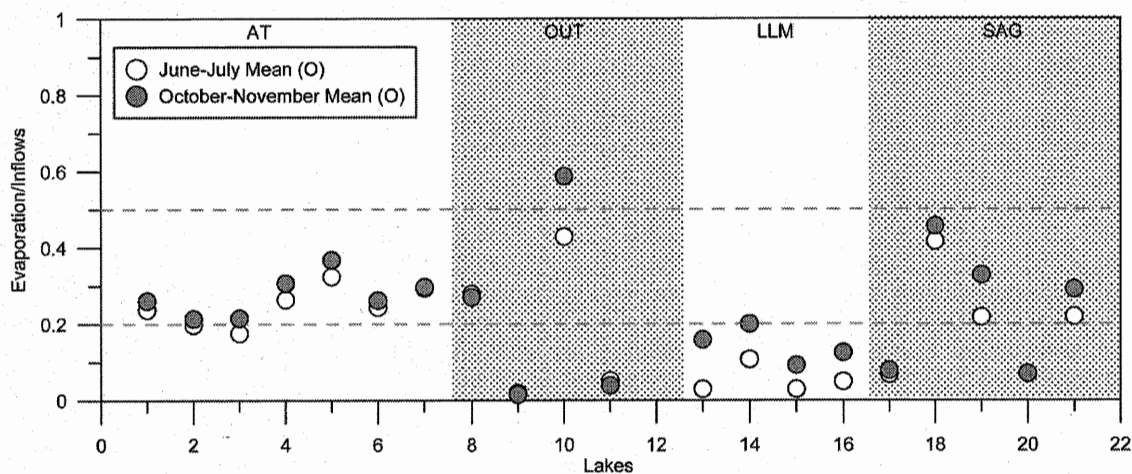


Figure 2.11. The evaporation to inflow ratios (E/I) calculated from the isotopic water balance model for the two sampling periods.

4.3.2. Sensitivity analysis

Uncertainties are associated with the proposed methodology for quantifying groundwater fluxes to lakes. These are based on both the hypotheses and on the uncertainties of each parameter included in the balance calculation. Sensitivity tests were performed to derive the range of uncertainties associated with the quantities being evaluated, such as total E/I. The sensitivity analysis focused on the main parameters used in the isotopic model described above. All variables present in the model were considered in this process. As illustrated in Figure 2.12, each parameter (lake isotope signature, mean isotope signature of precipitation, flux weighted by evaporation, mean isotope signature of precipitation, flux weighted by precipitation isotope signature, lakes surface area, precipitation, evaporation, temperature, and relative humidity) was varied by $\pm 10\%$ of the obtained value. It can be observed that (1) the model is more sensitive to evaporation than to any of the other parameters, and (2) the model diverges if the isotopic value of the lake water is too high or too close to the maximum enrichment calculated for the lake (which is the case for lake #12).

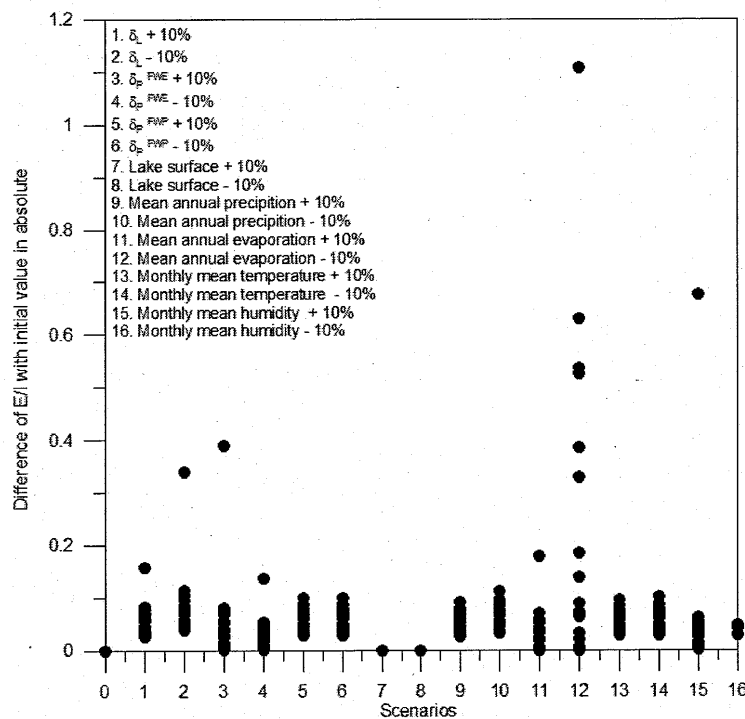


Figure 2.12. Sensitivity analyses of the isotopic mass balance for all the lakes, following the different scenarios.

4.4. Comparison of the three approaches

The dependence of the studied lakes on groundwater can be quantified through the G-index, defined as the contribution of groundwater inflow to the total inflow of water to a given lake (Isokangas *et al.*, 2015). The groundwater inflow obtained from the isotopic mass balance is derived by subtracting precipitation from the total inflow. The values of the G-index obtained for the studied lakes are presented in Figure 2.13. G-indices were found to vary from 0 to more than 95 % with the isotopic mass balance and from 0 to 90% with the ^{222}Rn mass balance. A chemical index (C-index) has been determined from the stiff diagrams, based on the ratio between stiff areas formed by lake water compositions and mean groundwater composition of the four areas, shown in Figure 2.6. Thus, if the C-index is equal to 1, the chemical composition of the lake is the same as the mean groundwater composition. The lake is then less (or more) mineralized than the mean groundwater if this C-index is below (or above) 1. In the AT region, the C-index is close to zero, suggesting that the lakes' ionic compositions are much closer to rain than to groundwater. In the three other regions (representing 13 of the lakes), the C-index is between 0 and 2; with 4 lakes between 0.5 and 1, and 3 lakes between 1 and 2. With the two indexes (G-index and C-index), based on the three approaches, two families can be highlighted: lakes that are not well connected to groundwater – the AT region - and lakes showing stronger connections – the other three regions - (Figure 2.13).

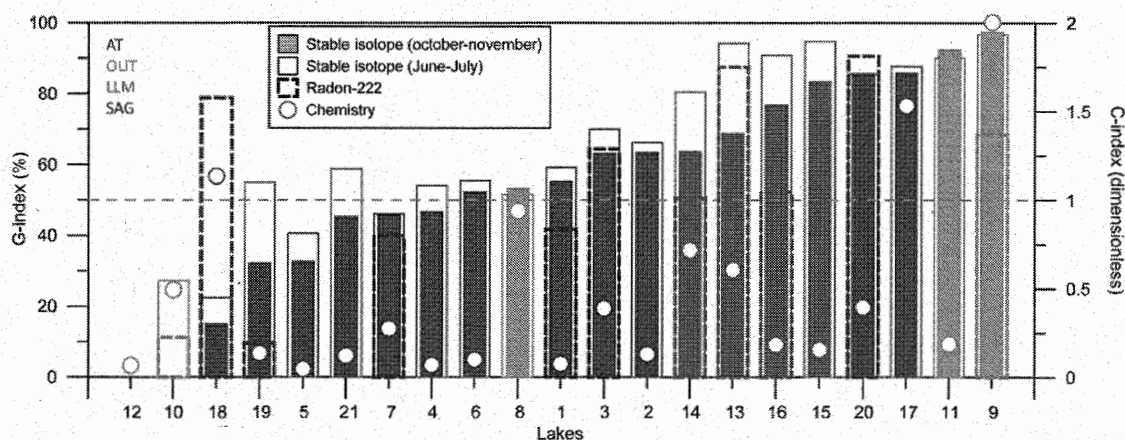


Figure 2.13. The G-index and the C-index values of each of the lakes, quantifying their groundwater dependency. Results are presented in order of increasing G-indices obtained from autumn stable isotope signatures in lakes.

It can be observed that the groundwater dependence of lakes calculated using the three different methods are not consistent. This is due to the fact that each tracer represents different processes of mixing between lake water, groundwater, and other inflows in space and time. The isotopic-based mass balance does not allow for a direct quantification of groundwater inflows to lakes, because the isotopic contents of the different inflows and the lake waters are not well differentiated. However, this method allows the determination of the dominant parameters (i.e., groundwater inflows, precipitation, or evaporation) of the lake water budgets, which is essential for the determination of lake evolution and vulnerability. This approach is valuable to determine the E/I and the percentage of groundwater in the lake budget. It is important to keep in mind that the groundwater influence can be calculated adequately only if the surface inflows to the lakes are negligible; otherwise, total inflows represent the sum of groundwater and surface inflows (inlets and runoff), and the latter should be considered explicitly. The isotopic composition of a lake is a picture of its yearly hydrological budget.

The ^{222}Rn -based method provides information limited in space, because it depends on the sampling point in the lake, as well as in time, because the ^{222}Rn half-life is only 3.8 days. This tracer provides valuable information by allowing the groundwater flux to be quantified directly. This method would be more precise for a yearly budget if field measurements could be performed continuously - as achieved by Gilfedder *et al.* (2015) in a swamp - to precisely calculate the flux means with respect to temporal variations. The other difficult aspect of this approach is that understanding of ^{222}Rn activity in groundwater needs to be refined, because it has been established that it can be highly variable and has an important influence on the estimated fluxes. The use of a well-mixed single-box model is an assumption which may either maximize or minimize the calculated mean annual groundwater flux to lakes, depending on the horizontal and vertical variability of the ^{222}Rn signal.

The chemistry shows similar variations in lakes of the different regions between summer and autumn, as highlighted in Figure 2.6, and therefore is an index adapted for yearly observation of groundwater inflows. However, the C-index remains a qualitative index, because chemical elements are not always conservative. Indeed they are often subject to

modification induced by in-lake biological processes and anthropic impacts. In this study, results suggest that each tracer has its own importance and provides complementary information to the estimation of groundwater influence on lake waters. The temporal information provided by the tracers also differs (i.e., from a few days' time scale with ^{222}Rn activity to years with stable isotopes of water and chemistry).

As highlighted by the previous indicators, the establishment of yearly budgets seems to be the most appropriate method to observe the sensitivity of lakes to groundwater changes, both in quantity and in quality. The flushing time is calculated as the volume of water in a defined system divided by the volumetric groundwater flow rate through the system (Monsen *et al.*, 2002). Therefore, in assuming that groundwater inflow does not change much during the year, the flushing time by groundwater (T_f) is expressed as:

$$T_f = L/I_G \text{ (yr; Eq. 2.10)}$$

where L is the lake's volume and I_G is the groundwater inflow to the lake. Figure 2.14 shows the variations of lake flushing time by groundwater in the four areas obtained from the stable isotope and ^{222}Rn mass balances. It can be observed that most of the studied lakes present an average groundwater flushing time ranging between 0.1 and 10 years. 25% of the lakes have a $T_f < 1$ year, 20% have a $T_f < 2$ years, and one lake has a surprisingly long $T_f (> 1000 \text{ years})$, because of its depleted isotope signature in November, too close to the estimated maximum enrichment. Therefore, this last result is not considered to be reliable. The two indices impacting the response of the lake to a perturbation (G-index and T_f) can be combined in one graph (Figure 2.15), which illustrates the resilience of the lakes if they are subjected to surface pollution. The higher the G-index of a lake, and the higher the $1/T_f$ value, the more it can be expected to be resilient to surface pollution. However, if the perturbation comes via groundwater, the lakes with a high G-index and a high $1/T_f$ will be the most sensitive. If only lakes with a G-index $> 50\%$ (i.e., during one year, 50% of the total inflow comes from groundwater) and a $T_f < 5$ years (i.e., the total volume of the lake will be renewed by groundwater in less than 5 years) are considered susceptible to groundwater pollution, 75% of the studied lakes will be impacted by changes in groundwater. Lakes with a G-index $> 50\%$

and a $T_f < 1$ year represent 25% of the studied lakes and are considered highly sensitive to groundwater changes (Figure 2.15).

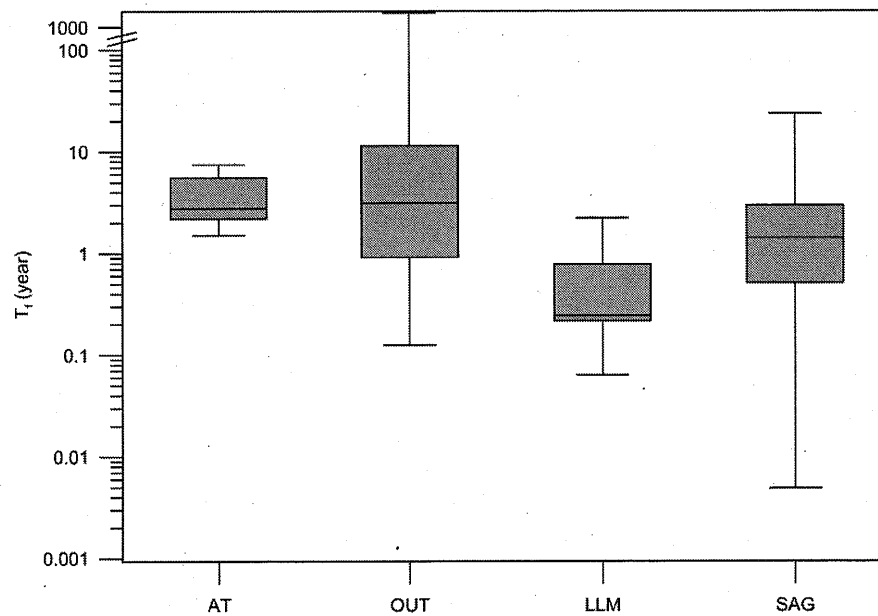


Figure 2.14. The flushing time obtained with both ^{222}Rn - and $\delta^{18}\text{O}$ -based methods for the different regions.

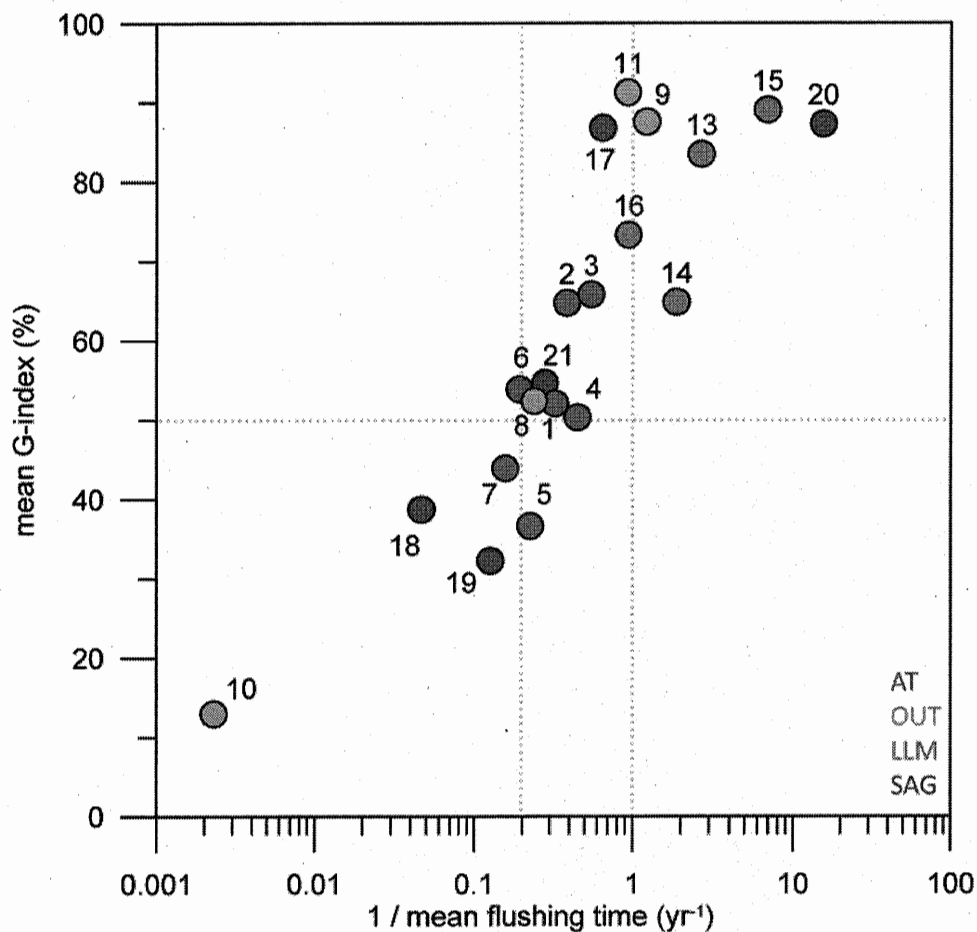


Figure 2.15. The resilience of the studied lakes to surface pollution, and their sensitivity to groundwater quality or quantity changes.

5. Conclusion

The general objective of this study was to evaluate the potential of using kettle lake geochemistry as a proxy for groundwater evolution in time and space. The geochemical and isotopic data obtained suggest that groundwater fluxes to the studied kettle lakes generally represent a major component of their water balance. The results showed that major ion concentrations remain relatively constant throughout the year, whereas the isotopic signature of the lake follows a yearly cycle. These two tracers therefore appear to be complementary methods for performing yearly hydrogeochemical budgets. Nevertheless, these two indicators are also influenced by the location of the study areas; geochemistry is influenced by the local

geology, and the isotopic signatures of lake water and groundwater are influenced by the isotopic composition of precipitation, which is a function of latitude within the study region. The geochemical method is sensitive to in-lake geochemical processes, and the isotopic method is more reactive to weather conditions. The ^{222}Rn results suggest that 38% of the studied lakes have a high proportion of groundwater in their balances. The results also show that ^{222}Rn activity in several lakes is below the detection limit, even for lakes where the other tracers suggest significant input from groundwater. This suggests that the ^{222}Rn method provides information that is limited in space and time, and that one sampling point is not necessarily representative of the entire lake. Moreover, the ^{222}Rn balance appears to be very sensitive to heterogeneities in ^{222}Rn distribution in groundwater, which needs to be well constrained. Finally, the studied kettle lakes are characterized by a relatively high proportion of groundwater in the total inflows (G-index > 30% in 19 cases), and short to medium groundwater flushing time ($T_f < 10$ years in 18 cases). As a result, these lakes can be considered to be sensitive to environmental and climate changes affecting groundwater. To improve upon this work, it would be interesting to carry out detailed monitoring of the tracers to better understand the internal dynamics of the tracers and better constrain and adapt the lake models presented here. Moreover, a similar study on a greater number of kettle lakes would be useful for testing the statistical reliability of the current conclusions. Although the G-index describes the groundwater dependency of the studied lakes rather unambiguously, lakes with moderate G-index values could also suffer if the water table were to drop as a result of climate and/or land-use changes. Finally, the kettle lakes are, in general, sensitive to changes in both quantity and quality of groundwater, especially those characterized by a high proportion of groundwater in their balance (i.e., a high G-index value) and a short flushing time.

2.4. Conclusion du Chapitre II

Ce deuxième chapitre, par son approche à grande échelle de petits systèmes hydrologiques, a permis d'améliorer la connaissance régionale de la variabilité des relations lacs de kettle - eaux souterraines. Il démontre la pertinence d'indices géochimiques simples et applicables pour tous les types de lacs qui permettent de qualifier et, dans une certaine mesure, quantifier les interactions entre les lacs et les eaux souterraines

Les deux indicateurs que sont les concentrations en ions majeurs et isotopes stables de la molécule d'eau, sont complémentaires pour l'identification des bilans annuels des lacs. Tous deux sont influencés par la localisation du lac: la chimie des majeurs des eaux du lac, par sa relation avec les apports d'eaux souterraines, dépend du contexte géologique, tandis que la signature isotopique des eaux des lacs est influencée par le climat, notamment par les précipitations et les flux d'évaporation, qui sont fonction de la latitude du lac d'étude. La chimie des ions majeurs est également sensible aux processus internes des lacs alors que la composition isotopique des lacs est plus réactive aux conditions météorologiques. Les isotopes stables de l'eau permettent de quantifier les apports souterrains dans les lacs de façon relativement intégratrice tandis que le ^{222}Rn permet également de quantifier ces apports mais de manière ponctuelle, en fournissant des informations limitées dans le temps et l'espace. Toutefois, les flux souterrains calculés apparaissent comme étant particulièrement sensibles aux hétérogénéités dans la distribution du ^{222}Rn dans les eaux souterraines, information qui nécessite donc d'être bien contrainte.

Enfin, les lacs de kettle étudiés se caractérisent par (i) une proportion relativement élevée d'eaux souterraines dans leurs bilan hydrologiques totaux et (ii) un temps de renouvellement moyen par les eaux souterraines relativement court. Par conséquent, ces lacs peuvent être considérés comme sensibles aux changements environnementaux et climatiques affectant les eaux souterraines. Nous avons ainsi montré que les apports d'eaux souterraines doivent définitivement être pris en compte dans les bilans hydrologiques et donc dans les

plans de suivi et d'aménagement de ces lacs. De plus, cette étude a mis en avant qu'il n'existe pas de comportement unique pour les lacs de kettle et que la géologie et le type de formation ne sont pas les seuls indicateurs du fonctionnement hydrologique des lacs à identifier pour leur gestion, d'où l'intérêt d'utiliser les traceurs présentés.

Ce volet de l'étude des interactions entre les lacs et les eaux souterraines a mis en lumière l'importance des lacs en tant que partie intégrante du réseau hydrogéologique à l'échelle régionale. Leur forte densité dans des régions comme le Québec devient alors un atout pour une meilleure compréhension de la dynamique des ressources en eaux en vue d'une gestion adaptée.

Les échantillonnages effectués dans cette étude permettent d'obtenir les gammes de variation des indices dans le temps (après la période fonte et à l'automne) et l'espace (en surface et en profondeur) nécessaires pour le calcul des flux sur une échelle de temps annuelle. Afin d'affiner cette d'approche à grande échelle, il est maintenant nécessaire de mieux comprendre les variations spatiotemporelles des traceurs sur l'année, au sein de lacs connectés aux eaux souterraines. Ceci permettra la quantification des apports souterrains sur une échelle de temps et d'espace plus fine afin d'améliorer la précision de notre approche et de prendre le recul nécessaire sur les résultats précédemment établis pour une utilisation optimale de ces outils.

CHAPITRE III

LES INTERACTIONS EAUX DE SURFACE - EAUX SOUTERRAINES ET LA DYNAMIQUE DES TRACEURS DANS UN LAC TEMOIN

3.1. Introduction du chapitre III

Le chapitre précédent a permis d'améliorer notre connaissance régionale des dynamiques lacs - eaux souterraines au Québec et de mettre en évidence que ceux-ci peuvent être très sensibles aux changements environnementaux et climatiques affectant les eaux souterraines. De plus, cette étude a mis en lumière le manque de connaissances scientifiques solides sur la dynamique des traceurs de ces interactions dans les petits lacs du Québec.

Ce troisième chapitre a pour objectif, tout d'abord, d'identifier et de quantifier les variations spatio-temporelles des apports en eaux souterraines dans un lac « témoin », grâce aux traceurs géochimiques, puis de caractériser la sensibilité de ces traceurs afin d'améliorer les modèles empiriques connus, utilisés pour la quantification des apports souterrains dans les lacs.

Pour cela, un petit lac, principalement choisi pour sa forte connexion avec les eaux souterraines, a été suivi pendant une année hydrologique complète afin de déterminer les dynamiques, au sein du lac, des deux principaux traceurs naturels des eaux souterraines que sont le ^{222}Rn et les isotopes stables de la molécule d'eau. Les caractéristiques de ce lac d'étude et son contexte hydrogéologique seront d'abord présentés puis un article, soumis dans *Hydrological Processes* en septembre 2016, constituera le corps de ce chapitre. En complément de cet article, la chimie du lac sera ensuite présentée. Pour finir, ces éléments permettront de déterminer le schéma conceptuel du lac Lacasse en interaction avec les eaux souterraines et son bilan hydrologique.

3.2. Caractéristiques du lac d'étude

3.2.1. Choix du lac d'étude

Le choix du lac d'étude est, sans conteste, une étape primordiale pour le bon déroulement de ce projet de recherche. Etant donné que très peu d'études ont été menées au Québec sur ce sujet, l'objectif a été de trouver, parmi la multitude de lacs que possède cette région, un lac correspondant aux critères suivants : (1) lac de kettle et donc situé dans des dépôts fluvioglaciaires ou morainiques afin d'augmenter la probabilité d'une connexion avec l'aquifère sous-jacent (puisque situé dans des dépôts perméables) et de permettre le creusage de piézomètres avec les outils disponibles (pionjar et tarière) pour le suivi du niveau de nappe autour du lac ; (2) lac de taille petite à moyenne afin de faciliter l'étude de l'hétérogénéité spatiale et (3) lac sans affluent de surface afin de simplifier la caractérisation du bilan hydrologique. En plus de ces critères essentiels, si le lac possédait un exutoire de surface, la présence de ^{222}Rn dans l'exutoire était systématiquement vérifiée. Différents critères plus pratiques ont également dû être respectés : (1) lac accessible en voiture et possédant un accès autorisé, (2) lac localisé à moins de deux heures de Montréal afin de procéder à un suivi régulier en optimisant les déplacements et (3) lac pour lequel l'accueil des habitants est positif afin de garantir l'installation du matériel.

La première étape de prospection a été l'analyse cartographique des cartes géologiques de dépôts quaternaires et de photographies satellites. Les cartes géologiques de dépôts quaternaires détaillées avec localisation des lacs de kettle (1 :50 000) sont disponibles seulement au niveau des zones du *Programme d'Acquisition de Connaissances sur les Eaux Souterraines* (PACES ; Annexe J) pour le Québec. On peut noter ici que les lacs de kettle sont principalement situés hors de la zone recouverte par la mer Champlain il y a environ 11 000 ans (Annexe B) car, dans cette zone, les dépôts fins de la mer Champlain ont recouvert les cuvettes pouvant accueillir les lacs de kettle. La prospection a donc débuté par l'examen des zones PACES en mars 2015, avec une vingtaine de lacs présélectionnés. Après une mission de terrain qui n'a pas permis de sélectionner un lac correspondant aux critères, la recherche a

été étendue hors des zones PACES. Une carte procurée par l'organisme de bassin versant *Rivière du Nord* a été utilisée pour cette zone et une carte provenant d'une archive de l'UQAM (Lamothe, 1952) a été utilisée sur une partie des Laurentides (Annexe K). Finalement, en juin 2015, le lac Lacasse, situé dans les Laurentides à environ 6 km de la ville de Saint-Faustin-Lac-Carré, a été sélectionné pour cette étude Figure 3.1.

3.2.2. Contexte hydrogéologique

3.2.2.1. Géologie

Le lac Lacasse a été identifié comme lac de kettle par M. Lamothe en 1952 (voir la carte des dépôts géologiques quaternaires disponible pour la zone ; Annexe K). Il est défini comme étant situé dans des dépôts fluvioglaciaires de contact, à la limite du socle rocheux. Ce socle cristallin fait ici partie de la province du Greenville et est composé de roches granitiques ignées intrusives telles que la mangérite, farsundite et monzonite, roches toutes composées principalement des minéraux suivant : orthose, feldspath plagioclase, hornblende, augite et biotite (SIGEOM). Sur le terrain, on remarque de nombreux blocs granitiques épars autour du lac, surtout dans la partie sud-est. Deux logs de forages sont disponibles sur la zone d'étude (P10 et P5 ; Figure 3.1) illustrant la présence de dépôts glaciaires morainiques (sable et blocs) ou fluvioglaciaires (sables) déposés en faible épaisseur (de 4.3 à 11.9 m) sur le socle granitique. Au vu de la topographie et des informations géologiques disponibles (Figure 3.2 et Annexe K), le lac Lacasse semble être un lac d'origine glaciaire dont la cuvette a été formée par la fonte tardive d'un bloc de glace dans une fin de dépôt morainique lors du retrait du glacier il y a environ 10 000 à 12 000 ans. Les dépôts glaciaires étant très fins par endroits (notamment au sud-est du lac), le contact direct entre les sédiments lacustres et le socle rocheux n'est pas exclu. Le fond du lac est composé principalement d'environ 30 cm de matière organique non consolidée déposée sur plus de 15 cm de sédiments plus consolidés (Annexe L). Une zone possédant moins de dépôts sédimentaires a été identifiée au sud-ouest

du lac, à proximité de la bordure du lac. Aucune variation de conductivité n'a permis de mettre en évidence de zone préférentielle d'apports souterrains.

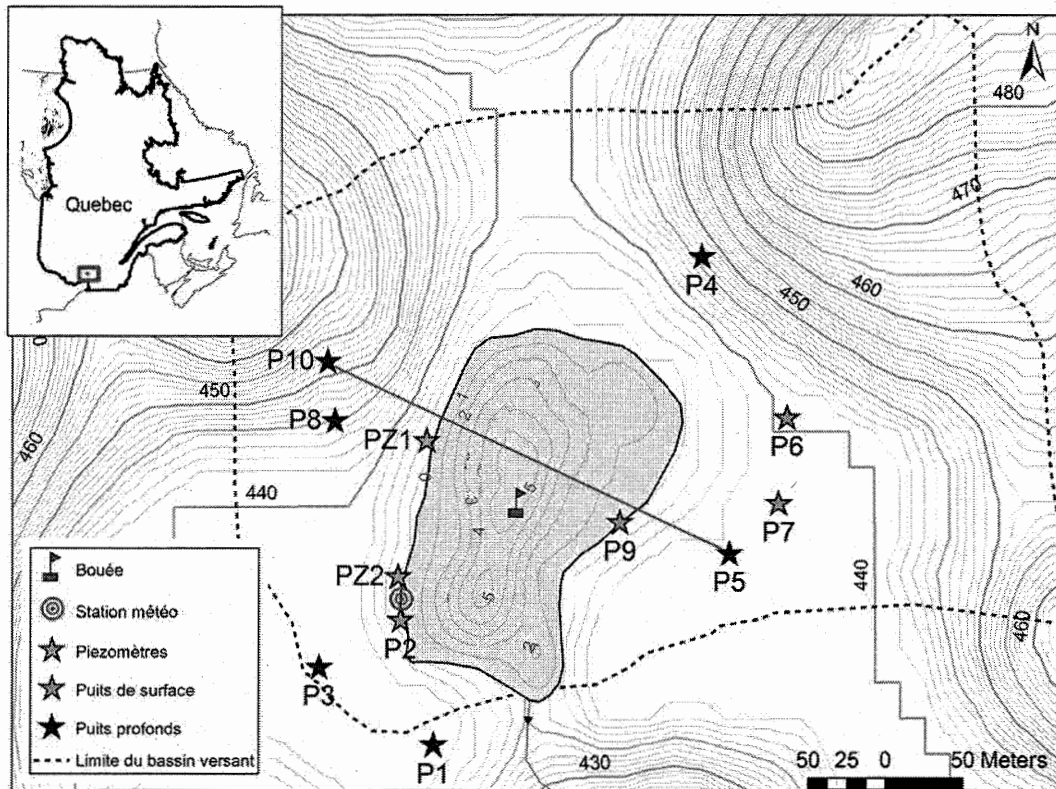


Figure 3.1. Localisation du lac Lacasse et des différents puits et piézomètres. Le trait rouge correspond à la coupe de la Figure 3.2.

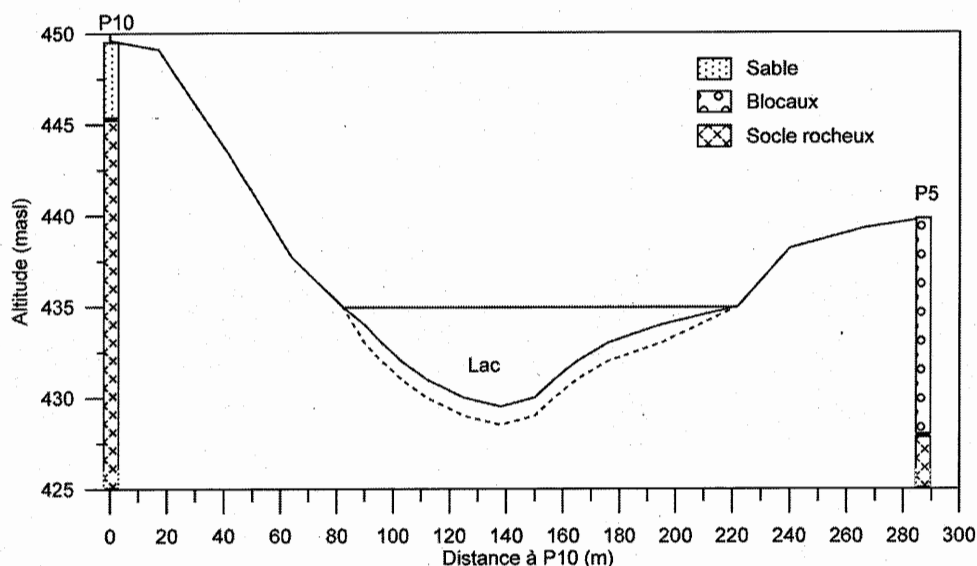


Figure 3.2. Coupe topographique entre les puits P10 et P5 ; données géologiques provenant du Système d'information hydrogéologique du Québec (MDDELCC, 2016) ; les pointillés représentent une épaisseur théorique de sédiments de 1 m.

3.2.2.2. Instrumentation

En juillet 2015, une station météorologique, un bac d'évaporation et un récolteur de pluie ont été installés sur une plateforme horizontale en bois sur le lac Lacasse, située à environ 10 cm au-dessus du niveau de l'eau et à environ 1 m du bord du lac (Figure 3.3). La station météorologique (DAVIS Vantage pro 2 sans fil) mesure, au pas de temps de 15 minutes et à environ 2 m au-dessus du niveau du lac, les paramètres suivants : pression atmosphérique, humidité, précipitation, rayonnement solaire, température, vitesse et direction du vent (Annexe N et P). La mesure de la pression atmosphérique et de la température extérieure a été doublée avec une sonde barométrique installée sous abri sur la rive opposée de la plateforme, à environ 5 m du bord du lac, ce qui nous a permis de vérifier la fiabilité des données enregistrées : leur comparaison est présentée en Annexe E et permet de mettre en évidence que la mesure barométrique est fiable ($r^2=0.99$ entre les deux mesures) et que la mesure de température est plus sensible aux variations d'ensoleillement au niveau de la station météorologique que sous abri.

Etant donné la présence de nombreux blocs rocheux dans le substratum du lac, il n'a pas été possible de creuser des piézomètres autour du lac comme prévu initialement. Seuls deux petits piézomètres ont été mis en place en bordure du lac (PZ1 et PZ2 ; Figure 3.1). Des sondes barométriques ont été installées au centre du lac, sur le bord du lac au niveau de la station, à l'exutoire, dans certains puits appartenant à des particuliers (P1, P2, P3, P4, P6, P7 et P9 ; Figure 3.1) ainsi que dans les mini-piézomètres (PZ1 et PZ2 ; Figure 3.1). Ces sondes enregistrent les niveaux d'eau et la température toutes les 15 min et celles situées dans le lac enregistrent également la conductivité ; leurs précisions sont décrites en Annexe N.

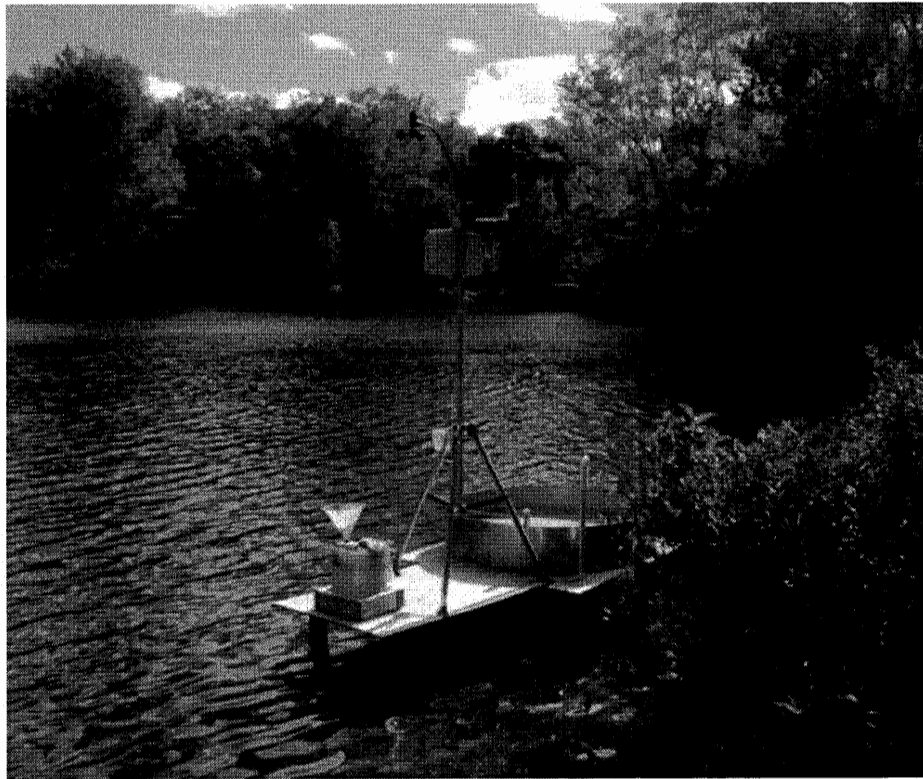


Figure 3.3. Bac d'évaporation, de la station météorologique (DAVIS), du pluviomètre et du piézomètre dans lequel se trouve la sonde de mesure du niveau du lac (Octobre 2015).

3.2.2.3. Géomorphologie

Le lac Lacasse possède un petit bassin versant d'environ 0.15 km² (Figure 3.1). Il est à la limite des dépôts meubles et du socle (Annexe K) et est, par conséquent, relativement encaissé par rapport à la topographie environnante, ce qui amoindrit l'effet du vent sur la dynamique de sa colonne d'eau (l'évolution de la température de la colonne d'eau est présentée dans l'article 2, partie 3.1.2, Figure 3.11). Le bassin est recouvert de forêt et de 17 habitations (dont 9 sont occupées à l'année). La bathymétrie du lac (Figure 3.1) a été déterminée en juin 2015 grâce à un sondeur portable (*Speedtech Depthmate Portable Sounder*) qui nous a permis de mesurer la profondeur sur une grille de 58 points espacés d'environ D=25 m (Dmax=35 m et Dmin=5 m). La carte bathymétrique a ensuite été tracée via ArcGIS par un krigeage ordinaire. Le bassin versant (Figure 3.1), la surface du lac (S) et son volume (V) sont également déterminés avec ArcGIS. Le volume du lac peut alors être calculé par :

$$V = \sum_i h_{moy}^i * S^i \text{ (Eq. 3.1)}$$

avec h^i la profondeur moyenne entre deux isolignes formant une surface S^i . Les caractéristiques spatiales du lac sont résumées dans le Tableau 3.1.

Tableau 3.1. Caractéristiques géomorphologiques du lac Lacasse

Surface lac (m ²)	Volume lac (m ³)	Surface BV (m ²)	profondeur maximale (m)	profondeur moyenne (m)	indice de creux	Rapport S _{BV} /S _L
27 164	67 406	148 378	5.5	2.1	12.8	5.5

3.2.2.4. Piézométrie

Les puits ont été nivelés avec un GPS différentiel (DGPS) par rapport au niveau du lac. En novembre 2015, le niveau du lac est estimé à 435 m au-dessus du niveau de la mer (MDDELCC, 2016) au moment de la mesure au DGPS. Les niveaux piézométriques ont été mesurés grâce aux sondes barométriques et calés par des mesures manuelles régulières (répertoriées en Annexe M). Les variations de niveaux piézométriques sont illustrées en Figure 3.4. On remarque que les puits P6 et P2, sont fortement influencés par les pompages domestiques des habitations auxquelles ils sont reliés. Le puit P1 n'est pas représenté sur la Figure 3.4, son niveau se situant beaucoup plus bas que les autres niveaux : il est en effet très impacté par les variations dues au pompage domestique intensif d'un habitant permanent (niveau moyen situé à 328 masl).

D'un point de vue général, les variations de niveau attestent d'une forte sensibilité de la nappe à la fois aux variations pluviométriques mais également et surtout à la fonte de neige, comme observé nettement entre mars et avril 2016 sur la Figure 3.4. Les variations de niveaux piézométriques sont quasi instantanées, témoignant d'une recharge rapide de la nappe d'eau souterraine superficielle. Le niveau du lac est quant à lui relativement constant tout au long de l'année (Figure 3.4). On remarque également que plus les puits sont proches du lac, plus les variations sont atténuées à cause du « pouvoir tampon » du lac.

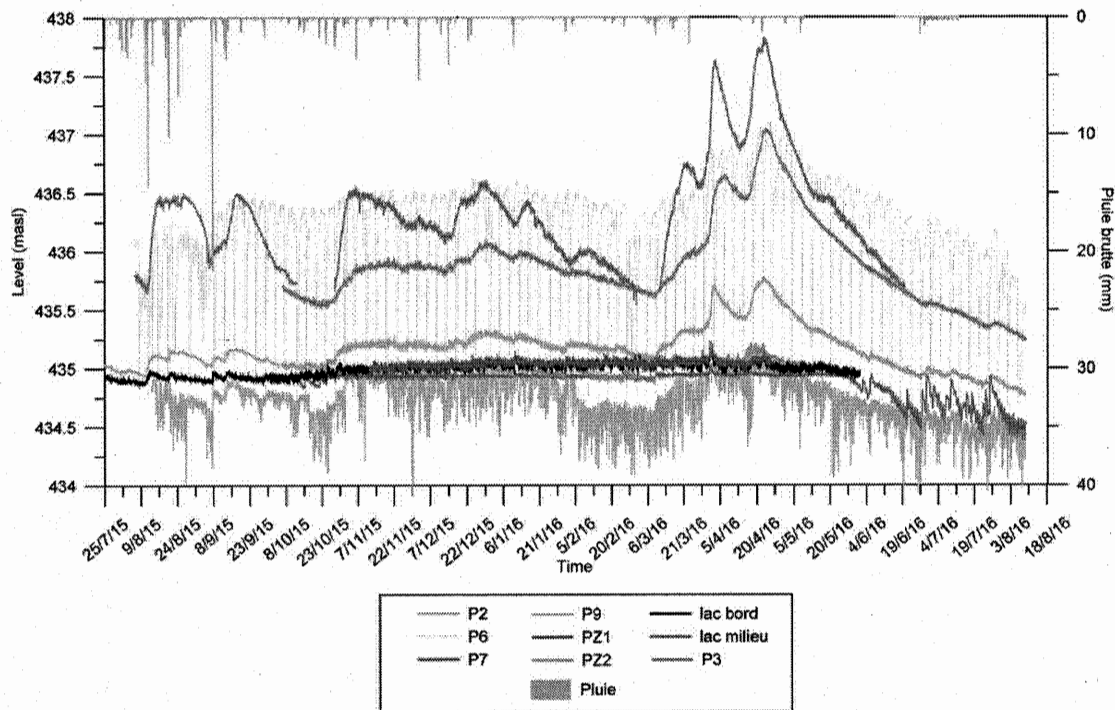


Figure 3.4. Niveaux piézométriques dans les différents puits instrumentés au pas de temps 15 min (la pluviométrie n'est pas complète à partir de mi- novembre, voir 1.3.4.2.).

La Figure 3.5 illustre à la fois la piézométrie du site d'étude et une carte interpolée des teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ des eaux souterraines. La carte piézométrique est basée sur les niveaux piézométriques à l'équilibre dans les puits de particuliers de surface et profondeur en août 2015 (données en Annexe M et localisation des puits en Figure 3.1) et a été obtenue par une interpolation de type krigeage ordinaire via ArcGIS. Ainsi, cette carte synthétique met en évidence un écoulement souterrain allant du point haut au Nord-Est du lac vers le sud où se situe l'exutoire du lac. Une petite résurgence a été observée en automne et printemps au Nord-Ouest proche du puit P6 (Figure 3.1), confirmant ainsi l'écoulement de la nappe vers le lac dans cette zone. Il est possible également que des flux provenant de l'ouest s'écoulent vers le lac mais le manque de données piézométriques ne permet pas de mieux les définir. Aussi, pour compléter cette approche piézométrique, une campagne d'échantillonnage pour détermination de la composition isotopique de l'eau en pourtour de lac a été mise en place à

l'automne 2015 afin d'identifier des zones préférentielles d'infiltration. Cette période de l'année a été spécifiquement choisie car les eaux souterraines et les eaux de surface sont bien différenciées. En effet, après l'été, la signature de l'eau du lac est fortement enrichie par rapport à celle des eaux souterraines ($\delta^{18}\text{O} = -8.8 \text{ ‰}$ vs VSMOW au moment des prélèvements contrairement à $\delta^{18}\text{O} = -11.8 \text{ ‰}$ vs VSMOW en moyenne dans les eaux souterraines). Des mini-piézomètres ont donc été creusés à différents points autour du lac, à quelques mètres du bord. La carte obtenue en Figure 3.5 résulte de l'interpolation (krigeage ordinaire) des données combinées des compositions isotopiques des mini-piézomètres et des puits de particuliers. Nous observons que la composition de l'eau proche du lac est légèrement enrichie à l'ouest et fortement enrichie au sud par rapport à la signature des eaux souterraines (Figure 3.5 ; données en Annexe T). Il est donc probable que le lac soit alimenté par les eaux souterraines préférentiellement au Nord-Est et que la décharge que l'on observe en surface ne soit qu'une petite partie de la décharge totale du lac. Le lac semble donc se décharger dans l'aquifère au niveau de sa partie Sud. Ces observations qualitatives sont cohérentes avec la topographie du site et sont essentiels pour la compréhension la dynamique de cet hydrosystème.

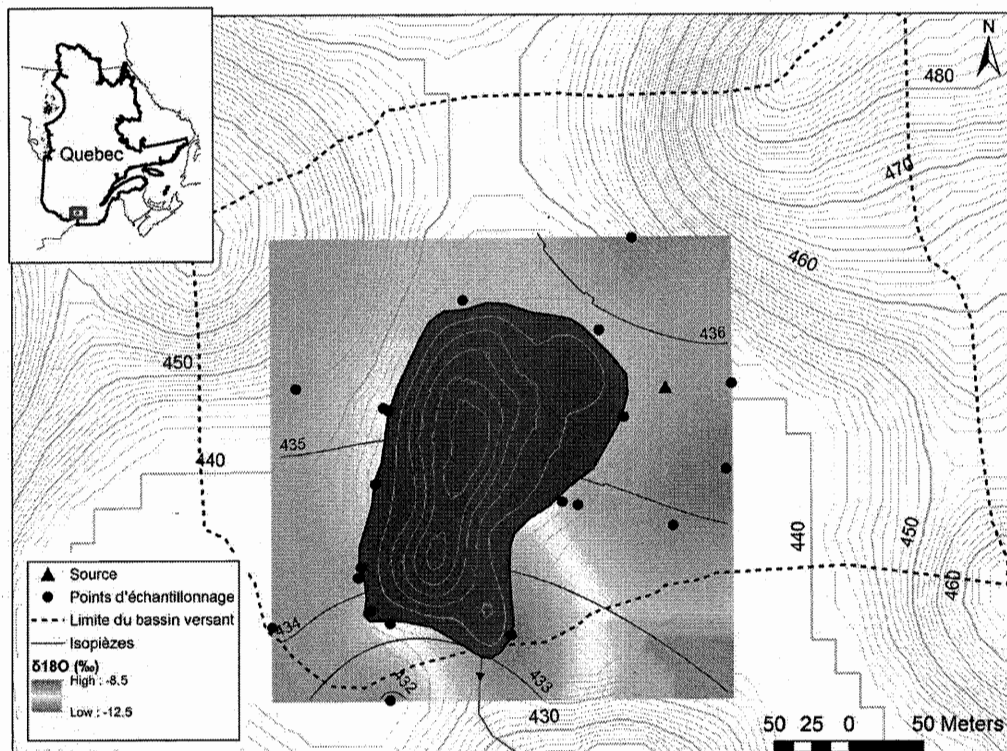


Figure 3.5. Carte piézométrique (piézométrie obtenue à partir des puits de surface et profonds, valeurs d'août 2015 – voir Annexe M) et carte de la composition isotopique dans les puits et mini piézomètres creusés autour du lac et des échantillonnages des puits profonds et de surface (points noirs sur la carte)

3.2.2.5. Bilan hydrologique

Afin de quantifier les flux entrants des eaux souterraines vers le lac et les flux sortants du lac vers les eaux souterraines, il est nécessaire de déterminer les autres paramètres du bilan hydrologique du lac, à savoir les précipitations, le ruissellement, l'évaporation et le débit sortant de surface.

- **Précipitations**

Les précipitations moyennes annuelles au niveau du lac sont estimées à 1100 mm/an, valeur calculée sur la base de données enregistrées aux différentes stations météorologiques du Québec de 1900 à 2010 et revues à travers la modélisation du centre d'expertise du Québec (Poirier et al., 2014). Toutefois, les précipitations sont mesurées par un pluviomètre à auget basculeur d'incrément 0.2 mm à la station météorologique Davis du lac Lacasse qui,

n'étant pas équipée d'un système de chauffage de la neige, ne permet pas la quantification des précipitations neigeuses. De plus, la station a rencontré un problème technique du 23 mars au 12 avril 2016 ainsi que du 9 mai au 16 juin 2016 et n'a donc pas enregistré de données. Aussi, les précipitations mesurées sont considérées correctes seulement pour la période du 24 juillet au 13 novembre 2015, au moment de la chute de la température extérieure. De plus, dans son rapport no. 99, suite à une série de tests sur divers pluviomètres, la *World Meteorological Organization* (WMO) montre que le pluviomètre de la station DAVIS a tendance à sous-estimer les précipitations de forte intensité. Les mesures ont donc été corrigées suivant la formule recommandée par le WMO :

$$RI_{\text{corrigée}} = \left(\frac{RI_{\text{mesurée}}}{1.16} \right)^{1.09} \quad (\text{Eq. 3.2})$$

où RI est l'intensité de la pluie en mm/h. Les données journalières corrigées enregistrées sur le lac ainsi que la pluviométrie à la station Saint-Faustin, située à 15 km du lac, sont présentées en Figure 3.6. Les précipitations mensuelles pour août, septembre et octobre sont de 171, 130 et 106 mm respectivement alors que les moyennes sur 50 ans à la station Saint Faustin sont de 104, 103 et 95 mm ; les données sont donc concordantes. La pluviométrie annuelle moyenne sur 50 ans est estimée à 1068 mm sur la zone (MDDELCC).

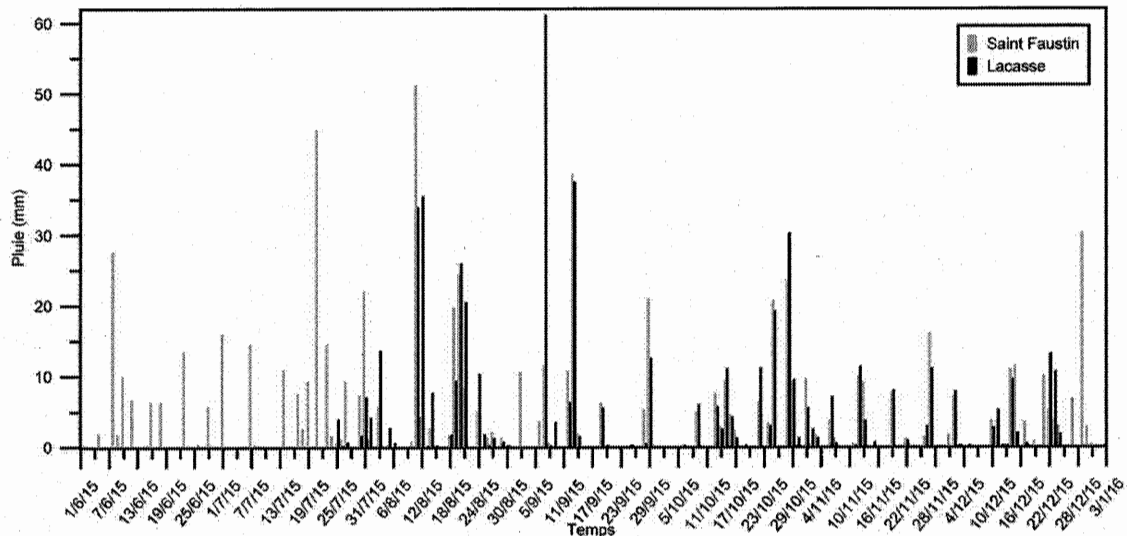


Figure 3.6. Pluviométrie enregistrée au lac Lacasse et corrigée selon la relation du WMO (pas de mesure des précipitations solides) et enregistrée à la station de Saint Faustin située à environ 15 km du lac Lacasse (prise en compte des précipitations solides)

- **Evaporation**

Sur la base d'une étude de suivi de bacs d'évaporation à l'échelle du Canada, l'évaporation annuelle moyenne au niveau de la zone d'étude est estimée à 550 mm/an pour une température annuelle moyenne de 3.5°C (MDDELCC). Cependant, l'évaporation reste encore aujourd'hui un des paramètres du bilan hydrologique les plus difficiles à quantifier avec les échanges souterrains. Pour déterminer le plus précisément possible cette évaporation, l'évolution du niveau d'eau dans un bac d'évaporation de classe A a été suivie au cours de l'été 2015 (Annexe R). Cependant, il semble que la sonde barométrique utilisée ait été sensible aux variations de température, ce qui explique des données parfois négatives et peu fiables. En parallèle des mesures de terrain, l'évaporation a donc été déterminée par des relations empiriques dont la description est fournie en Annexe S.

- **Exutoire de surface**

Afin d'obtenir le débit à l'exutoire au cours du temps, le niveau d'eau en sortie du lac a été suivi en continu. Le débit a été obtenu grâce à l'établissement de la courbe de tarage de l'exutoire sur la base de mesures ponctuelles de type injection à débit constant (voir Annexe Q). Les variations du débit de sortie du lac au cours du temps, obtenu par la relation débit-hauteur d'eau déterminée, sont présentées en Figure 3.7. Le débit moyen au cours de cette année 2015-2016 est de 3.6 L/s. Pendant la période estivale d'étiage (de juin à septembre), le débit est relativement faible, d'environ 1.4 L/s (Figure 3.8), puis augmente durant l'automne pour atteindre une valeur moyenne de 4.6 L/s pendant la période hivernale (de décembre à février). La période de fonte commence relativement tôt en 2016 et se traduit par un débit moyen de 6.2 L/s de mars à mai pour atteindre un débit maximal de 13.6 L/s le 1^{er} avril 2016 (Figure 3.8).

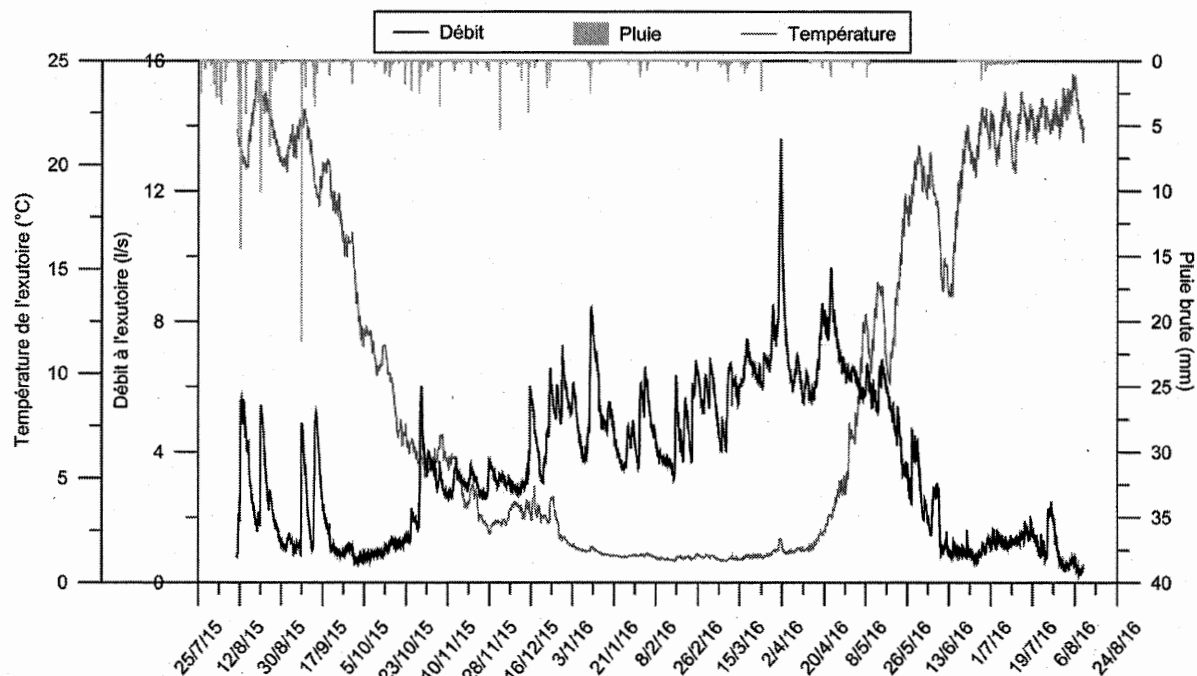


Figure 3.7. Débit et température de l'exutoire du lac Lacasse ainsi que les précipitations brutes enregistrées à la station météo du lac au pas de temps 15 min (la pluviométrie n'est pas complète à partir de mi-novembre, voir 1.3.4.2.).

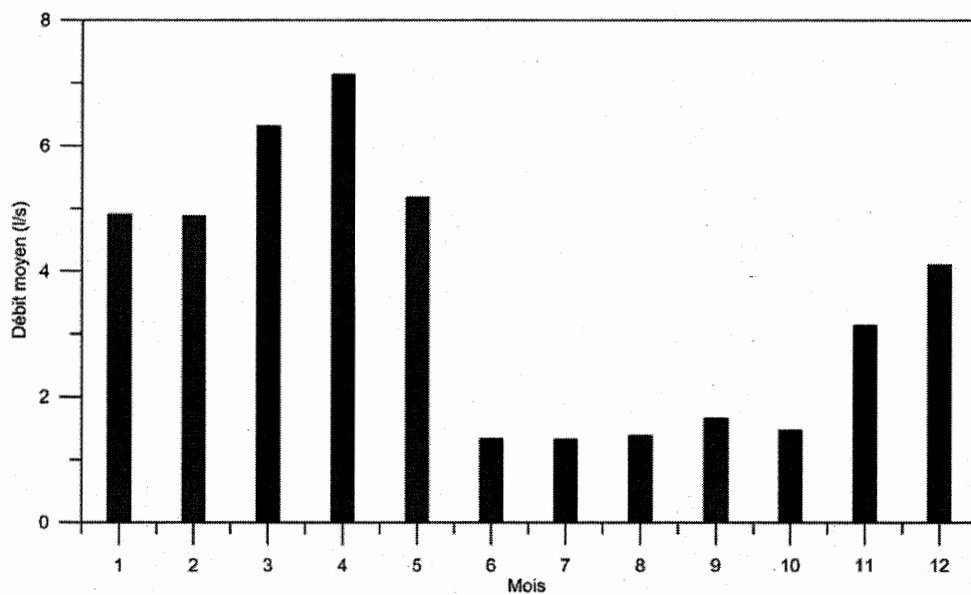


Figure 3.8. Débit mensuel moyen à l'exutoire du lac

- **Ruissellement**

Le ruissellement direct sur le bassin versant n'est pas important au cours de l'année (le rapport des surfaces entre le bassin versant et le lac étant compris entre 3 et 6 ; Meybeck, 1995) sauf en période de fonte où les précipitations accumulées sous forme de neige pendant trois et quatre mois fondent en quelques semaines, voire quelque jours. Malheureusement, ce ruissellement n'a pu être mesuré directement sur le terrain : il est estimé en fonction de l'accumulation de neige sur la période hivernale et de la taille du bassin versant (Article 2 section 3.1.3).

3.3. Les interactions lac-eaux souterraines et dynamiques des traceurs

Résumé de l'article 2

La compréhension des interactions entre les lacs et les eaux souterraines est une préoccupation croissante pour la gestion des ressources en eau douce mais elles restent, encore aujourd'hui, sous estimées ou négligées. Les équilibres hydrologiques sont connus pour contrôler l'évolution de la qualité des eaux des lacs, et les apports souterrains, même de faibles débits, ont été prouvés comme pouvant être un élément clef des bilans de nutriments des lacs ou de leur vulnérabilité à la pollution. Ces interactions sont difficiles à quantifier avec les méthodes hydrométriques standards mais un aperçu significatif de ces interactions a récemment été acquis grâce à l'utilisation des traceurs géochimiques. Deux principaux traceurs tels que les isotopes stables de la molécule d'eau et le radon-222 ont été utilisés dans les études locales et régionales afin de déterminer les interactions lacs-eaux souterraines. Cependant, l'utilisation de modèle homogènes à l'état d'équilibre, ainsi que le manque de caractérisation des variations spatio-temporelles au sein même des lacs, restent des sources importantes d'incertitudes, et compliquent la caractérisation de l'ensemble du cycle hydrologique d'un lac, en particulier pendant la période de couvert de glace.

Un petit lac connecté aux eaux souterraines a été suivi pour déterminer la dynamique annuelle des traceurs naturels ^{222}Rn et $^{18}\text{O}/^{2}\text{H}$ grâce à la mise en œuvre d'une stratégie

d'échantillonnage le long de la colonne d'eau sur une année hydrologique. Un modèle de bilan de masse multi-boîtes se révèle plus performant qu'un modèle permanent bien mixé et permet la quantification temporelle des flux d'eaux souterraines sur la verticale. Les isotopes stables de l'eau et le radon-222 fournissent des informations complémentaires sur le bilan hydrologique du lac. Le radon-222 a un temps de réponse court et met en évidence des augmentations rapides et transitoires des entrées d'eaux souterraines, mais exige une caractérisation approfondie de l'activité en radon-222 dans les eaux souterraines. Les isotopes stables de l'eau suivent de près le cycle de stratification du lac et permettent de déterminer si le bilan hydrologique est dominé par l'évaporation ou les entrées souterraines, mais nécessitent une mesure continue des paramètres météorologiques locaux. Enfin, le suivi précis de l'évolution du traceur sur toute la colonne d'eau et sur l'année hydrologique s'avère nécessaires. Les modèles développés, adaptés pour les études détaillées, spécifiques à un site, permettent la quantification des flux d'eaux souterraines et les dynamiques internes, à la fois pendant les périodes libres de glace et les périodes avec un couvert de glace, offrant un meilleur outil pour la compréhension du cycle hydrologique annuel des lacs.

Groundwater-surface water interactions highlighted by water stable isotope and radon-222 multi-layer mass balance models

Accepted in Hydrological Processes (November 2016)

M. Arnoux^{1,2}, E. Gibert-Brunet², F. Barbecot¹, S. Guillon³, J. Gibson⁴, A. Noret²

¹ GEOTOP, Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, Canada H3C 3P8

² GEOPS, UMR 8148, CNRS-Université Paris-Sud/Paris-Saclay, Orsay, France

³ MINES ParisTech, PSL Research University, Centre de Géosciences; 77305 Fontainebleau, France

⁴ Alberta Innovates Technology Futures, 3-4476 Markham Street, Victoria, BC V8Z 7X8, Canada

Abstract

Interactions between lakes and groundwater are of increasing concern for freshwater environmental management, but are often poorly characterized. Hydrogeological equilibria are known to drive lake water quality evolution, and groundwater inflow, even at low rates, has proven to be key in both lake nutrient balances and in determining lake vulnerability to pollution. While difficult to measure using standard hydrometric methods, significant insight into groundwater-lake interactions has been acquired by studies applying geochemical tracers. Two main geochemical tracers, namely water stable isotopes and radon-222 (^{222}Rn), have been used in local and regional studies to determine groundwater-lake interactions. However, the use of simple steady-state, well-mixed models and the lack of characterization of lake spatiotemporal variability remain important sources of uncertainty, preventing the characterization of the entire lake hydrological cycle, particularly during ice-covered periods.

In this study, a small groundwater-connected lake was monitored to determine the annual dynamics of the natural tracers, ^{222}Rn and $^{18}\text{O}/^{2}\text{H}$, through the implementation of a comprehensive sampling strategy. A multi-layer mass balance model was found outperforming a well-mixed, one-layer model in terms of quantifying groundwater fluxes and their temporal evolution, as well as characterizing vertical differences.

Water stable isotopes and ^{222}Rn were found to provide complementary information on the lake water budget. ^{222}Rn has a short response time, and highlights rapid and transient increases in groundwater inflow, but requires a thorough characterization of groundwater ^{222}Rn activity. Water stable isotopes follow the hydrological cycle of the lake closely, and highlight periods when the lake budget is dominated by evaporation versus groundwater inflow, but continuous monitoring of local meteorological parameters is required. Careful compilation of tracer evolution throughout the water column and over the entire year is also very informative. The developed models, which are suitable for detailed, site-specific studies, allow the quantification of groundwater inflow and internal dynamics during both ice-free and ice-covered periods, providing an improved tool for understanding the annual water cycle of lakes.

1. Introduction

An overall decrease in lake water quality has been observed in Quebec and in North America more generally, which recent assessments have attributed to changes in both the quantity and quality of groundwater inputs (Lewandowski *et al.*, 2015; Schilling *et al.*, 2016). Groundwater-lake interactions influence lake ecosystems, as well as the sensitivity and response of lakes to environmental changes, and the evolution of the quantity and/or quality of lake water (Zhu and Schwartz, 2011; Kidmose *et al.*, 2013; Shaw *et al.*, 2013). No direct indicator exists with which to estimate the connection of a lake to the related groundwater system, and evaluating groundwater input to a lake can therefore be rather difficult. Groundwater-lake interactions are not well understood, and are commonly neglected in lake water budgets. This knowledge gap limits the understanding of regional hydrology, particularly in Quebec, where lakes cover more than 10% of the land surface (MDDELCC, 2016).

An accurate water budget is necessary to identify real-time changes in water quality and quantity and their causes, as well as to forecast the evolution of a lake and the connected groundwater system, and is therefore essential for freshwater resource management. The quantification of the different water budget terms of a groundwater-fed lake is difficult, and several approaches have been developed. These include hydrological models (Hunt *et al.*,

2003; Smerdon *et al.*, 2009; Ala-aho *et al.*, 2015), artificial tracers, such as SF₆ (Rohden *et al.*, 2009), and naturally-occurring tracers, such as water stable isotopes (Krabbenhoft *et al.*, 1990; Stets *et al.*, 2010; Sacks *et al.*, 2014) and the radioactive gas, radon-222 (Corbett *et al.*, 1997; Kluge *et al.*, 2007; Schmidt *et al.*, 2010). This paper focuses on water stable isotopes and ²²²Rn, the most widely applied geochemical tracers.

The use of ²²²Rn for tracing groundwater inflow into surface water is well known for investigating submarine groundwater discharge (Cable *et al.*, 1996; Baudron *et al.*, 2015). However, the use of ²²²Rn in lakes has only gained attention in recent years, probably due to generally low ²²²Rn activity in lakes (in the range of a few Bq.m⁻³), in contrast to the high activity in groundwater (typically between 1000 and 100000 Bq.m⁻³). The first lake water budget based on ²²²Rn was demonstrated by Corbett *et al.* (1997), and led to many subsequent applications (Kluge *et al.*, 2007; Cook *et al.*, 2008; Gleeson *et al.*, 2009; Kluge *et al.*, 2012; Malgrange and Gleeson, 2014; Gilfedder *et al.*, 2015). For simplicity, most studies assumed constant ²²²Rn activity for the whole water column and disregarded vertical gradients related to lake stratification, although these are widely known to potentially be informative (Schmidt and Schubert, 2007; Cook *et al.*, 2008). Stable isotopes of water have been used since the 1960s to determine lake water budgets (Dincer and Davis, 1984; Turner *et al.*, 1984; Krabbenhoft *et al.*, 1990; Gibson, 2002). In recent years, several studies have used this tracer to quantify groundwater inflow to lakes, but again assume a well-mixed water column (Sacks *et al.*, 2014; Isokangas *et al.*, 2015). A recent review of these approaches, particularly applications in regional studies, has been provided by (Gibson *et al.*, 2015).

Vertical gradients in ²²²Rn and water stable isotope contents can be significant in lakes, and can reveal important information, especially for locating sites of groundwater inflow. More complex approaches have already been published in the case of obvious stratification, where the lake was vertically subdivided into layers to mimic the stratification pattern (Schmidt and Schubert, 2007; Kluge *et al.*, 2012).

The main objectives of the current work are: (1) to determine the ²²²Rn and ¹⁸O/²H dynamics in a small groundwater-connected lake, and (2) to compare a depth-resolved, multi-layer model and a well-mixed, one-layer model for ²²²Rn and water stable isotope mass

balances. The input of depth profiles measured under different stratification conditions for the quantification of groundwater inflow to the lake is discussed. This study also demonstrates that changes in groundwater fluxes over time can be tracked, and a better understanding of lake dynamics can thereby be established.

2. Study site

Lake Lacasse is a small (27164 m^2), dimictic glacial lake located in the Laurentians region of Quebec (Canada; Figure 3.9). It is a flow-through lake without any permanent inflow stream, and with a single outlet stream flowing to the south (Figure 3.9). It has a maximum depth of 5.5 m, an average depth of 2.1 m, and a catchment area of 0.148 km^2 . The lake lies on glacial deposits and crystalline bedrock, including granitic igneous intrusive rocks, such as mangerite, farsundite, and monzonite of the Greenville province (SIGEOM). Glacial deposits consist of sandy till and fluviglacial deposits that often contain rock boulders.

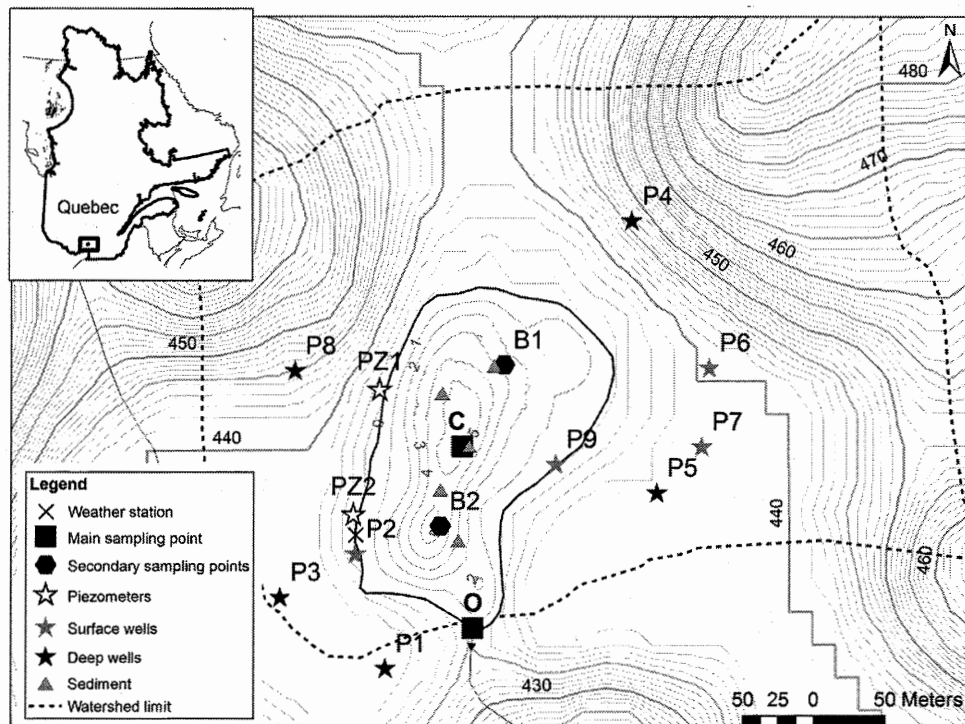


Figure 3.9. Location of water (lake and groundwater) and sediment sampling points, and bathymetry of Lake Lacasse. Insert: Location of Lake Lacasse in the Laurentides region of Québec, Canada.

3. Methods

3.1. Field measurements

3.1.1. Instrumentation

Meteorological data, including atmospheric humidity and temperature, precipitation, solar radiation, wind speed, and wind direction were recorded every 15 min for a period of one year, from August 2015 to June 2016, at a weather station platform (Davis) located on the southwestern lake shore (Figure 3.9). Meteorological data from the Saint-Faustin-Lac-Carré meteorological station, located 15 km south of the lake, were used when no meteorological data were recorded at the lake shore station. Water levels from wells, the lake, and the outlet stream were continuously recorded by level loggers (Figure 3.9). The volume of the lake was estimated from a bathymetric map obtained by kriging shorelines positions and depth profiles measured with a Speedtech Depthmate Portable Sounder (Figure 3.9).

3.1.2. Water sampling

Physical and chemical parameters (temperature, pH, and electrical conductivity) of lake water were measured with a depth interval of 0.5 m using a peristaltic pump, flow-through cell, and single-parameter sensors (WTW). Water temperature was measured *in situ* within the water column using a Hanna multi-parameter probe (Figure 3.11). Electrical conductivity was measured according to the Hanna instrument standard HI 70031, and pH according to the Hanna instrument standards HI 70004, 70007, and 70010.

Water samples were collected from the lake at two weeks to one month intervals. Water stable isotopic compositions ($\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$; Figure 3.10) and ^{222}Rn activity of all samples were measured. Lake water samples were collected from point C (Figure 3.9), corresponding to the deepest part of the lake, during all sampling campaigns, and supplemented by samples at points B1 and B2 during some campaigns. Sampling was performed at fixed depths (0.5, 2.5, 3.5, and 4.5 m) in order to monitor the vertical heterogeneity of the water column, using a peristaltic pump. Isotopic compositions of lake

water samples ($\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$) were linearly correlated, and the Local Evaporation Line (LEL) was determined through regression of lake isotopic values (Figure 3.10). Water from the outlet stream was also sampled as part of each sampling campaign at point O (Figure 3.9). These samples were collected from the middle of the channel, and flow rate was measured using the dilution gauging method, with constant injection of a saline solution. Groundwater was sampled twice from private wells in the vicinity of the lake (Figure 3.9). Untreated tap water was collected after purging the system. Unfiltered water samples were stored in 35 ml and 250 ml bottles for stable isotope and ^{222}Rn analyses respectively.

Samples to determine the rain water isotopic composition (Figure 3.10) were collected in a rain collector designed to prevent water evaporation, as described by Gröning *et al.* (2012). One cumulative rain sample and corresponding volume-weighted isotopic composition of precipitation was obtained per field campaign. These data were used to obtain the Local Meteoric Water Line (LMWL), determined through regression of rain water isotopic samples (Figure 3.10).

Water stable isotopic compositions were measured with a Laser Water Isotope Analyser (OA ICOS DLT, Los Gatos Research, now ABB) at the University of Paris-Sud/Paris-Saclay (Orsay, France). The accuracy of measurements is ± 1 ‰ for $\delta^2\text{H}$ and ± 0.2 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$. Results are reported in δ values, representing deviations in per mil (‰) from the isotopic composition of the international standard (Vienna Standard Mean Ocean Water, VSMOW), such that $\delta^2\text{H}$ or $\delta^{18}\text{O} = ((R_{\text{sample}}/R_{\text{VSMOW}}) - 1) \times 1000$, where R refers to $^2\text{H}/^1\text{H}$ or $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios. ^{222}Rn activity in water was measured at University of Quebec in Montreal (UQAM; Montreal, Canada) within three days of sampling, using liquid scintillation counting with extraction, according to the method described by Lefebvre *et al.* (2013). Databases are presented in Annexe T.

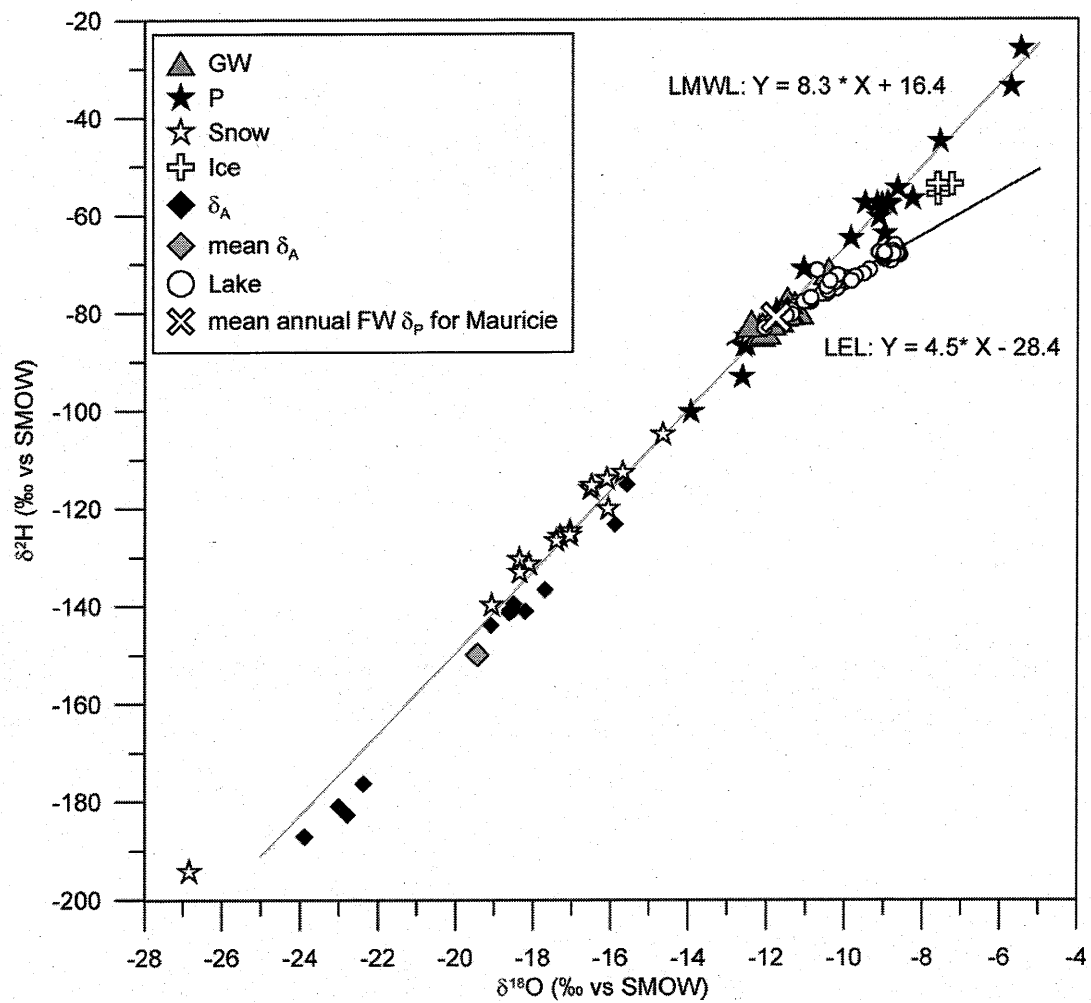


Figure 3.10. $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values measured in lake water, groundwater, rain, snow, and ice from the lake surface. Isotopic composition of atmospheric water vapour calculated from meteorological data. Local meteoric water line (LMWL) and Local Evaporation Line (LEL) determined by regression on rain and lake samples respectively. Samples were taken between June 2015 and May 2016.

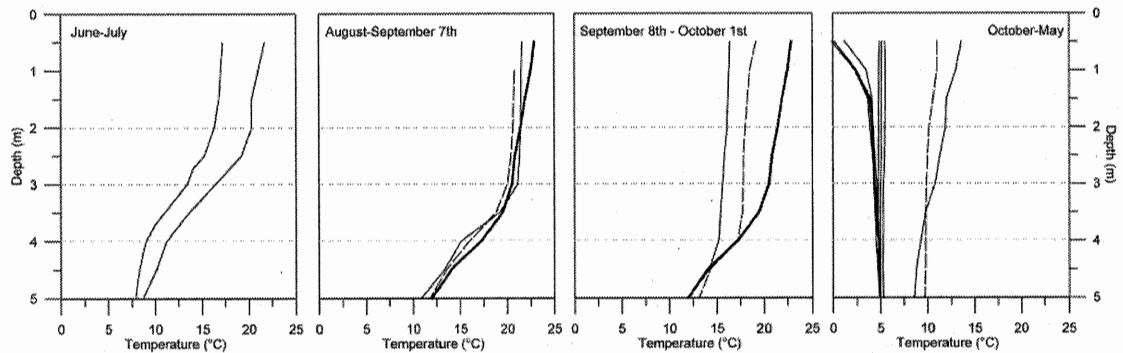


Figure 3.11. Evolution of temperature versus depth in Lake Lacasse during the year 2015-2016.

3.1.3. Ice and snow sampling

The isotopic composition of lake ice was obtained from ice cores collected in December 2015 (Figure 3.10). The mean ice isotopic composition is -54.37‰ for $\delta^2\text{H}$ and -7.4‰ for $\delta^{18}\text{O}$. Ice thickness was 3 cm on December 17th, reached a maximum of 52 cm on March 23th, and was 40 cm on April 18th when the melt period started. The mean isotopic composition of snow was determined for snow cores collected during each campaign, and was highly variable, as illustrated in Figure 3.10. In the model, the mean isotopic composition of two snow cores (40 and 45 cm) taken on the lake shore on April 18th was used; $\delta^2\text{H} = -103.7\text{‰}$ and $\delta^{18}\text{O} = -54.37\text{‰}$. The total volumes of water from melting ice and snow were estimated to be approximately 10000 m³ and 11000 m³ respectively.

3.1.4. Sediment sampling and ^{222}Rn diffusive flux determination

^{222}Rn flux across the sediment-water interface is needed for the ^{222}Rn mass balance, and is commonly determined through sediment equilibration experiments (Corbett *et al.*, 1998; Kluge *et al.*, 2012). To account for small-scale heterogeneities in the sediment and for representativeness, samples were taken with a sediment corer at five locations distributed across the lake (Figure 3.9). Following the protocol described in Corbett *et al.* (1998), an average of 66 g of dry sediment was transferred to 1 L glass bottles, subsequently filled with distilled water, and capped. The five bottles were then left for more than one month to allow the radium-radon equilibrium to be reached. The water overlying the sediment was then collected and its ^{222}Rn activity was measured using liquid scintillation counting with direct extraction,

according to the method described by Lefebvre *et al.* (2013). Equilibration experiments and analyses were performed at a constant laboratory temperature of 20°C. The diffusive flux from the sediment into the lake was then estimated by:

$$F_{sed} A_{sed} = (\lambda_{Rn} D_{sed})^{1/2} (C_{eq} - \phi C_0) \quad (\text{Eq. 3.3})$$

where F_{sed} is the flux of ^{222}Rn from the sediment ($\text{Bq.m}^2.\text{s}^{-1}$) through a given surface area, A_{sed} (m^2); λ_{Rn} is the ^{222}Rn radioactive decay constant (s^{-1}); D_{sed} is the bulk diffusion coefficient in the wet sediment ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$); C_{eq} is the ^{222}Rn activity measured in the sediment equilibration experiments (Bq.m^{-3}); C_0 is the ^{222}Rn activity in lake water at the sediment-water interface (Bq.m^{-3}); and ϕ is the sediment porosity, here equal to 0.9. C_0 was assumed to be equal to the minimum ^{222}Rn activity measured in the lake ($20 \pm 10 \text{ Bq.m}^{-3}$). The bulk diffusion coefficient was set as equal to $D_{sed} = 10^{-9} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$, an average value consistent with previous studies ($0.8 \times 10^{-9} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ (Imboden and Joller, 1984; Kluge *et al.*, 2012), $1.0 \pm 0.3 \times 10^{-9} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ (Corbett *et al.*, 1998), from 4.9 to $7.2 \times 10^{-10} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ (Baudron *et al.*, 2015)). A mean value of $0.7 \pm 0.2 \text{ Bq.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$ was obtained for the diffusive ^{222}Rn flux from the sediment.

3.2. Water mass balance

The lake water budget allows fluxes between groundwater and surface water to be quantified, and is described by:

$$\frac{dV}{dt} = I - E - Q \quad (\text{Eq. 3.4})$$

where V is the volume of the lake (m^3); t is time (days); E is evaporation ($\text{m}^3.\text{day}^{-1}$); I is the instantaneous inflow ($\text{m}^3.\text{day}^{-1}$), and is the sum of upstream surface inflow (I_s ; zero for the studied lake), runoff from the catchment area (I_R ; considered negligible), groundwater inflow (I_G), and precipitation on the lake surface (P); Q is instantaneous outflow ($\text{m}^3.\text{day}^{-1}$), which is the sum of surface (Q_s) and groundwater (Q_G) outflows. Under constant atmospheric and hydrologic conditions, steady state is assumed, such that $dV/dt = 0$, and thus $I_G = Q_s + Q_G + E - P$ for the entire lake.

3.3. Stable isotopic mass balance

For water stable isotopes, the lake isotopic mass balance is:

$$V \frac{d\delta_L}{dt} + \delta_L \frac{dV}{dt} = I\delta_I - E\delta_E - Q\delta_Q \quad (\text{Eq. 3.5})$$

where δ_L is the isotopic composition of the lake; δ_I , δ_S , δ_R , δ_G , and δ_P are the isotopic compositions of total inflow and its components (upstream surface inflow, runoff, groundwater inflow, and precipitation) respectively; and δ_Q , δ_{QS} , and δ_{QG} are the isotopic compositions of the total outflow and its components (surface and groundwater outflow) respectively. The isotopic compositions of lake, rain, and surface outflow water (δ_L , δ_P , and δ_{QS}) were measured in the field, as described above.

The isotopic composition of evaporating water (δ_E) was not measured, but instead estimated using the Craig and Gordon (1965) model, given by Gonfiantini (1986) as:

$$\delta_E = \frac{(\delta_L - \varepsilon^+) / \alpha^+ - h\delta_A - \varepsilon_K}{1 - h + 10^{-3}\varepsilon_K} \quad (\text{Eq. 3.6})$$

where h is the relative humidity at the lake surface (decimal fraction) measured at the weather station, δ_A is the local isotopic composition of the atmospheric moisture (‰); $\varepsilon^+ = (\alpha^+ - 1) \times 1000$ and is the equilibrium isotopic separation (‰), where α^+ is the equilibrium isotopic fractionation, $\varepsilon_K = C_K (1 - h)$ is the kinetic isotopic separation (‰), and C_K is the ratio of molecular diffusivities between heavy and light molecules (Gibson *et al.*, 2015). In this study, C_K values representative of fully turbulent wind conditions and a rough surface, as occurred on Lake Lacasse, were used: $C_K = 14.2\text{‰}$ for oxygen and $C_K = 12.5\text{‰}$ for hydrogen, based on experimental data (Horita *et al.*, 2008). Experimental $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values of Horita and Wesolowski (1994) were used for equilibrium fractionation factors:

$$\alpha^+ (^{18}\text{O}) = \exp(-7.685/10^3 + 6.7123/T - 1666.4/T^2 + 350410/T^3) \quad (\text{Eq. 3.7})$$

$$\alpha^+ (^2\text{H}) = \exp(1158.8 \times T^3 / 10^{12} - 1620.1 \times T^2 / 10^9 + 794.84 \times T / 10^6 - 161.04 / 10^3 + 2999200 / T^3) \quad (\text{Eq. 3.8})$$

where T is temperature (K).

The isotopic composition of atmospheric moisture (δ_A , ‰) was calculated assuming equilibrium isotopic exchange between precipitation and vapour:

$$\overline{\delta_A} = \frac{\overline{\delta_P} - \overline{\varepsilon^+}}{1 + 10^{-3} \overline{\varepsilon^+}} \quad (\text{Eq. 3.9})$$

where $\overline{\delta_P}$ (‰) is the mean annual isotopic composition of precipitation, determined for collected rain samples. A mean annual value of $\delta_A^{2\text{H}} = -150$ ‰ and $\delta_A^{18\text{O}} = -19.4$ ‰ was calculated and used in the model.

Substitution of Eq. 3.6 into Eq. 3.5, assuming well-mixed conditions in the lake, yields:

$$V \frac{d\delta_L}{dt} + \delta_L \frac{dV}{dt} = P\delta_P + I_G\delta_G - Q\delta_L - \frac{E}{1 - h + 10^{-3} \varepsilon_K} \left(\frac{\delta_L - \varepsilon^+}{\alpha^+} - h\delta_A - \varepsilon_K \right) \quad (\text{Eq. 3.10})$$

A steady state was assumed, such that $dV/dt = 0$. Eq. 3.10 can therefore be simplified to:

$$V \frac{d\delta_L}{dt} = P\delta_P + I_G\delta_G - (P + I_G - E)\delta_L - \frac{E}{1 - h + 10^{-3} \varepsilon_K} \left(\frac{\delta_L - \varepsilon^+}{\alpha^+} - h\delta_A - \varepsilon_K \right) \quad (\text{Eq. 3.11})$$

Thus, the isotopic composition of the lake at time $t + dt$ was expressed as a function of its value at the previous time step, t , and of parameters:

$$\delta_L^{t+dt} = \frac{A}{B} + \left(\delta_L^t - \frac{A}{B} \right) \exp\left(-\frac{B}{V} dt\right) \quad (\text{Eq. 3.12})$$

with

$$A = P\delta_P + I_G\delta_G - \frac{E}{1 - h + 10^{-3} \varepsilon_K} \left(-h\delta_A - \varepsilon_K - \varepsilon^+ / \alpha^+ \right) \quad (\text{Eq. 3.13})$$

$$B = P + I_G - E \left(1 - \frac{1}{\alpha^+ (1 - h + 10^{-3} \varepsilon_K)} \right) \quad (\text{Eq. 3.14})$$

Evaporation was calculated daily as a function of meteorological data, such as radiation, atmospheric temperature and humidity, lake temperature, and wind speed, using the Penman formula (Alazard *et al.*, 2015). During June and July 2015, no meteorological data were recorded at the local station, and a fixed value of $E = 35 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$ was chosen as being representative of this interval. The mean value of groundwater isotopic composition, δ_G , was

determined based on water samples from the private wells around the lake, and is $\delta_G^2\text{H} = -81$ ‰ and $\delta_G^{18}\text{O} = -11.7$ ‰. As expected, this value equals the mean annual amount-weighted isotopic composition of precipitation calculated from the Global Network of Isotopes in Precipitation (GNIP) and *Programme d'Acquisition de Connaissances sur les Eaux Souterraines* – Program for Groundwater Knowledge Acquisition (PACES) datasets in the region, and falls close to the intersection between the LMWL and the LEL (Figure 3.10).

All parameters can therefore be measured or calculated with the exception of groundwater inflow and outflow, and a daily model based on the above equations was developed to calculate the isotopic composition of the lake. Groundwater inflow was adjusted to obtain the best fit between the measured and calculated values. Groundwater inflow was estimated from the best fit of $\delta^{18}\text{O}$, and the evolution of $\delta^2\text{H}$ was then calculated using this groundwater inflow (Figures 7 and 8). As the field campaigns were not daily, extrapolation between two sampling times was necessary: constant groundwater inflow values between sampling times were assumed most of the time, except when sampling intervals were large. In this case, groundwater inflow fluctuation was assumed based on water level fluctuations measured with loggers in nearby wells. During the ice-covered period (from mid-November to mid-May), evaporation and precipitation were set to zero in the lake model. During the melt period (from mid-April to mid-May), snow melt from the catchment area and ice melt from the lake surface (see part 3.1.1.) were added to the isotopic calculation of the mass balance model.

Firstly, a well-mixed, one-layer model was established, and the volume-weighted isotopic compositions in the lake were fitted. Then, as vertical gradients can provide additional information, a more detailed multi-layer model was used to determine groundwater fluxes with depth. The same equations were used to calculate the isotopic composition in each layer, but evaporation and precipitation were set to affect only the surface layer. The lake was divided into four layers, as described in Table 3.1. According to the stratification of the water column (Figure 3.11), surface layers were sometimes mixed together to account for the evaporation enrichment observed in the deeper layers. The lake was therefore divided into three layers at the beginning of summer (from June to mid-August), two layers at the end of summer (from

mid-August to the end of September), one layer during autumn mixing (from the end of September to mid-November), and, finally, four layers during the ice-covered period (from mid-November to May). When layers were mixed together, the mean volume-weighted isotopic composition was fitted, and the sum of all mixed layer volumes was considered in the calculation.

Table 3.1. Characteristics of the four layers used in the models.

Layer depth (from-to; m)	Layer volume (m ³)	Interface area between layers (m ²)	Interface area with sediments (m ²)	Layer height (m)
0-2	42380	27164	15968	2
2-3	11195	11195	3863	1
3-4	7333	7333	3001	1
4-5.5	6498	4332	4332	1.5

3.4. ²²²Rn mass balance

The ²²²Rn mass balance can be calculated as per the following equation (Corbett *et al.*, 1997; Kluge *et al.*, 2012):

$$C_L \frac{dV}{dt} + V \frac{dC_L}{dt} = I_G C_G + F_{sed} A_{sed} - F_{surf} A_L - \lambda_{Rn} V C_L - Q C_L \quad (\text{Eq. 3.15})$$

where C_L is the ²²²Rn activity of the lake water (Bq.m⁻³); C_G is the average activity of the inflowing groundwater (Bq.m⁻³); F_{sed} is the ²²²Rn flux (Bq.m⁻².d⁻¹) due to Rn diffusion from the sediment through a surface area, A_{sed} (in m²); F_{surf} is the degassing flux at the lake surface (Bq.m⁻².d⁻¹); A_L is the area of the lake (m²); and λ_{Rn} is ²²²Rn radioactive decay constant (d⁻¹). ²²²Rn activity is assumed to be zero in both the atmosphere and in precipitation. Radium is bound to sediment particles in fresh water (Kiro *et al.*, 2012), and radium activity in lake water is very low, such that ²²²Rn production from radium decay is considered negligible.

The activity in the lake was first calculated using a well-mixed, one-layer model, and groundwater fluxes were determined to fit the volume-weighted ²²²Rn activity, as for the isotopic model. A mean value equal to 12572 Bq.m⁻³ was used for groundwater activity, obtained from measurements in the wells around the lake (Figure 3.9). As the activity in

groundwater was observed to be highly variable in space and time, a sensitivity analysis was conducted (section 4.3.3.). Degassing to the atmosphere was considered to be negligible during the ice-covered period (from mid-November to mid-May).

The lake was then divided in four layers (Table 3.1) for the entire year, except during autumn mixing (end of September), when the lake activity in all layers was set to be equal to the mean volume-weighted isotopic composition of the lake. A diffusive vertical exchange between adjacent layers was calculated according to Fick's first law, and was added to the mass balance. Assuming a steady state ($dV/dt = 0$), Eq. 3.15 was modified to satisfy this extension of the model. Evolution of ^{222}Rn activity in layer i is expressed as:

$$V_i \frac{dC_i}{dt} = I_{G,i} C_G + F_{sed} A_{sed,i} - \lambda_{Rn} V_i C_i - Q_i C_i + A_{i-1} K_{i-1} \left(\frac{dC}{dz} \right)_{i-1 \rightarrow i} - A_i K_i \left(\frac{dC}{dz} \right)_{i \rightarrow i+1} \quad (\text{Eq. 3.16})$$

where C_i is the ^{222}Rn activity in the lake water in layer i (Bq.m^{-3}); V_i is the layer volume (m^3); $I_{G,i}$ is the groundwater inflow into layer i ($\text{m}^3.\text{d}^{-1}$); $A_{sed,i}$ is the contact area between sediment and water in layer i (m^2); C_G is assumed to be constant across all depths.

$K_{i-1} \left(\frac{dC}{dz} \right)_{i-1 \rightarrow i}$ is the diffusion flux ($\text{Bq.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$), with K_{i-1} the diffusion coefficient ($\text{m}^2.\text{d}^{-1}$), between layer $i-1$ and i through the interface A_{i-1} (m^2).

Therefore, for the multi-layer ^{222}Rn mass balance model, the following equation was solved for each layer and time step:

$$C_i^{t+dt} = \left(I_{G,i}^{t+dt} C_G + F_{sed} A_{sed,i} - \lambda_{Rn} V_i C_i^t - I_{G,i} C_i^t + A_{i-1} K_{i-1} (C_{i-1}^t - C_i^t) - A_i K_i (C_i^t - C_{i+1}^t) \right) / V_i + C_i^t \quad (\text{Eq. 3.17})$$

where C_i^{t+dt} is the ^{222}Rn activity in the layer i at time $t+dt$ and C_i^t at time t (Bq.m^{-3}).

The ^{222}Rn diffusion coefficient in water (K_i) depends on the stratification of the water column. For weak stratification conditions, K was set to $10^{-6} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ (Kluge *et al.*, 2012). During periods of stratification, the diffusion between layers located on either side of the thermocline was calculated using a coefficient, K , equal to $10^{-9} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$. The ^{222}Rn activity gradient depends

on the difference in activity between the two layers considered. At the interface between the lake surface (A_s) and the atmosphere, the diffusive flux becomes kC_sA_s , with C_s the ^{222}Rn activities in surface water (Bq.m^{-3}), and k the gas exchange velocity (m.d^{-1}). The empirical relationship between k and wind speed proposed by MacIntyre *et al.* (1995) and Turner *et al.* (1996) was used:

$$\text{For } u_{10} \leq 3.6 \text{ m/s, } k = 0.45u_{10}^{1.6}(Sc / 600)^{-2/3} \text{ (Eq. 3.18)}$$

$$\text{For } u_{10} > 3.6 \text{ m/s, } k = 0.45u_{10}^{1.6}(Sc / 600)^{-0.5} \text{ (Eq. 3.19)}$$

where k is expressed in cm.h^{-1} ; u_{10} is the wind speed at 10 m height (m.s^{-1}), and Sc is the Schmidt number for ^{222}Rn (i.e., the ratio of the kinematic viscosity of water to the molecular diffusion coefficient of ^{222}Rn , calculated for the conditions of salinity and temperature of Lake Lacasse, according to Wanninkhof (1992)). The wind speed at 10 m was calculated from the wind speed at 2 m using a simple wind power law with a wind shear coefficient for lakes, typically equal to 0.1. At wind speeds of only a few m.s^{-1} or less, the determination of k and the gas exchange at the lake surface is quite difficult and the associated uncertainty is higher (Kluge *et al.*, 2012).

4. Results and discussion

4.1. Representativeness of the lake sampling

As can be seen in Figure 3.12, the horizontal variability of the lake was first verified during the highly stratified period (June, 26th 2015) on a horizontal grid of 20 to 40 m, and on profiles with depth intervals of 0.5 m (Figure 3.11). Temperature, pH, and electrical conductivity are used as proxies for the horizontal homogeneity of the lake. For most sampling points, the same trends with depth are observed, and confirm the horizontal homogeneity of the lake. Indeed, an increase in electrical conductivity is observed with depth (from around 75 $\mu\text{S/cm}$ at 0.5 m to around 105 $\mu\text{S/cm}$ at 5 m), in addition to a decrease in temperature (from around 21°C at 0.5 m to around 8°C at 5 m) and in pH (from around 7.5 at 0.5 m to around 6.5 at 5

m). It can therefore be assumed that this small lake, with no surface inflow, is horizontally well mixed.

Water samples were collected at B1 and B2 (Figure 3.9), on either side of the lake centre (C), and also at the outlet stream (O), at various times, and from the lake centre during each sampling campaign. A strong correlation ($r^2 > 0.94$) in isotopic compositions is observed between the centre and the three other locations (B1, B2, and the outlet stream), across depths and sampling times (Figure 3.13). Horizontal homogeneity of water stable isotopes thus persists in the lake throughout the year, consistent with the smooth temporal variability of water stable isotopes driven by groundwater input. The ^{222}Rn activity has higher horizontal variability ($r^2 = 0.75$ between sites for given times and depths), especially in the low activity range (^{222}Rn activity below 200 Bq.m^{-3}), but the assumption of a horizontally well-mixed lake is justified for both tracers.

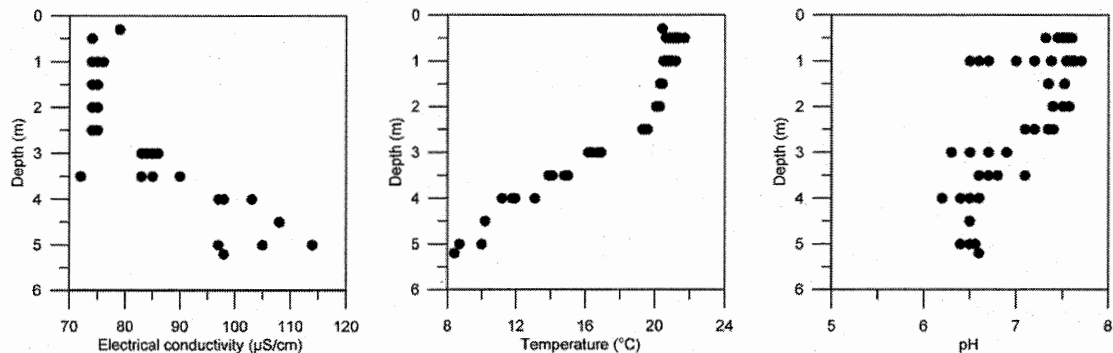


Figure 3.12. Electrical conductivity (EC), temperature (T), and pH measured at various depths in the lake during a period of high stratification (June 26th 2015). Depth profiles were measured throughout the lake on a 20 to 40 m grid ($n = 68$ for EC and T, and $n = 61$ for pH).

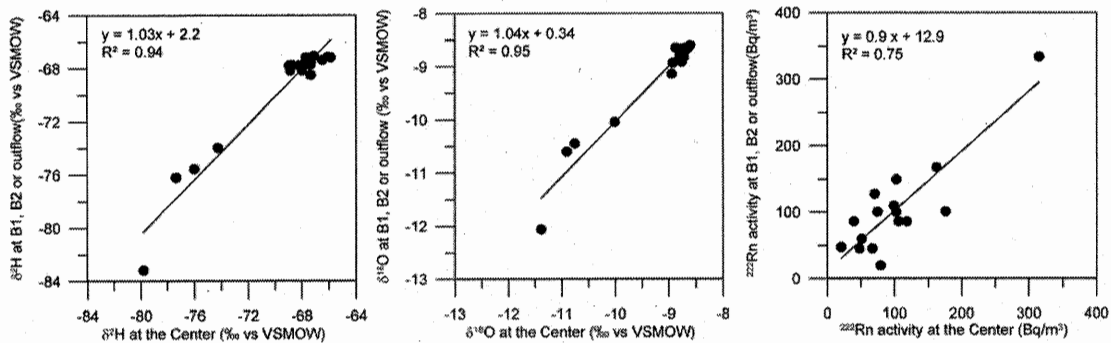


Figure 3.13. Comparisons of $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$, and ^{222}Rn activity measured at B1, B2, and C in the lake, and at the outlet stream, at the same depth and time. The outlet is compared to samples at C at 0.5 m; B1 and B2 are compared to samples at C at equivalent depths ($n = 21$ for stable isotopes and $n = 16$ for ^{222}Rn).

4.2. Groundwater connection highlighted by water stable isotopes and radon-222

Evolution of $\delta^{18}\text{O}$ at various depths in the lake is shown in Figure 3.14. $\delta^2\text{H}$ evolution was found to be very similar (Figure 3.16). Lake monitoring began in early June, corresponding to the end of spring mixing. In the recently mixed lake, the isotopic composition was vertically homogeneous ($\delta^{18}\text{O} = -10.5$ ‰), with a slight enrichment already notable, due to evaporation at the lake surface. A few weeks later, the isotopic composition of the surface water became more enriched, due to evaporation ($\delta^{18}\text{O} = -9.5$ ‰), while the deepest water became isotopically depleted and closer to the mean isotopic composition of groundwater ($\delta^{18}\text{O} = -11.5$ ‰), demonstrating groundwater inflow into the deep part of the lake. In August, the surface water became more enriched and the deep water mean isotopic composition reached that of groundwater. The maximum enrichment was reached at the surface at the beginning of August ($\delta^{18}\text{O} = -9.3$ ‰). Surface enrichment then stopped, although there was still evaporation, due to an apparent equilibrium between evaporation and groundwater inflow. At the end of September, the isotopic composition of the deepest part of the lake began to enrich, resulting from the initiation of the autumn mixing. By mid-October the lake was completely mixed, and the final isotopic composition was equal to the volume-weighted mean isotopic composition of the lake ($\delta^{18}\text{O} = -9.3$ ‰), validating a depth-area relationship corresponding to the observed V-shape of the lake (Figure 3.9). Indeed, the isotopic composition of the deep water had a negligible influence on the mean value compared with the composition of surface layer. Until the formation of ice cover, the isotopic composition remained constant, and was only slightly

influenced by precipitation. During the ice-covered period, the isotopic composition slowly decreased in response to groundwater inflow, and finally returned to the value measured following the previous spring mixing (i.e., in June 2015; $\delta^{18}\text{O} = -11 \text{ ‰}$). During the ice-covered period, surface isotopic compositions were occasionally surprisingly depleted (e.g., on March, 23th). This was due to the rapid formation of ice at the lake surface, with a highly enriched isotopic composition (see Figure 3.10). The isotopic composition at the outlet (Figure 3.14) showed variations similar to those at the lake surface.

Evolution of ^{222}Rn activity at various depths is shown in Figure 3.14. During summer and autumn, ^{222}Rn activity followed the same dynamics as the stable isotopic composition, with higher activity in the deep water (approximately 600 Bq.m^{-3}) than in the rest of the water column (close to 100 Bq.m^{-3}), indicating groundwater inflow. By the end of September, ^{222}Rn activity of the deep water decreased, reaching that at the surface by mid-October (approximately 100 Bq.m^{-3}), corresponding to autumn mixing. When the ice formed, ^{222}Rn activity increased slightly over the entire water column, reaching 150 to 250 Bq.m^{-3} . In the outlet stream, ^{222}Rn activity remained low during the ice-covered period, until the end of February, and then increased until the melt period (to a measured maximum of 318 Bq.m^{-3}), and finally decreased to its original value by the beginning of May (approximately 200 Bq.m^{-3}). The lake surface (depth of 0.5 m) seemed to follow similar variations. However, the three other depths sampled (2.5, 3.5, and 4.5 m) showed different trends under ice cover. An inversion of the ^{222}Rn activity vertical gradient was observed on 16th February, with the highest value (456 Bq.m^{-3}) at 2.5 m depth, an intermediate value (213 Bq.m^{-3}) at 3.5m, and the lowest activity (66 Bq.m^{-3}) at 4.5 m depth. This inversion persisted until March 23rd, except at 4.5 m depth, where an impressively high value, of 1026 Bq.m^{-3} , was measured. The overall increase in ^{222}Rn activity during the ice-covered period was related to groundwater inflow and the suppression of exchange with the atmosphere. After the melt period, ^{222}Rn activities at all depths returned to their values of the previous spring.

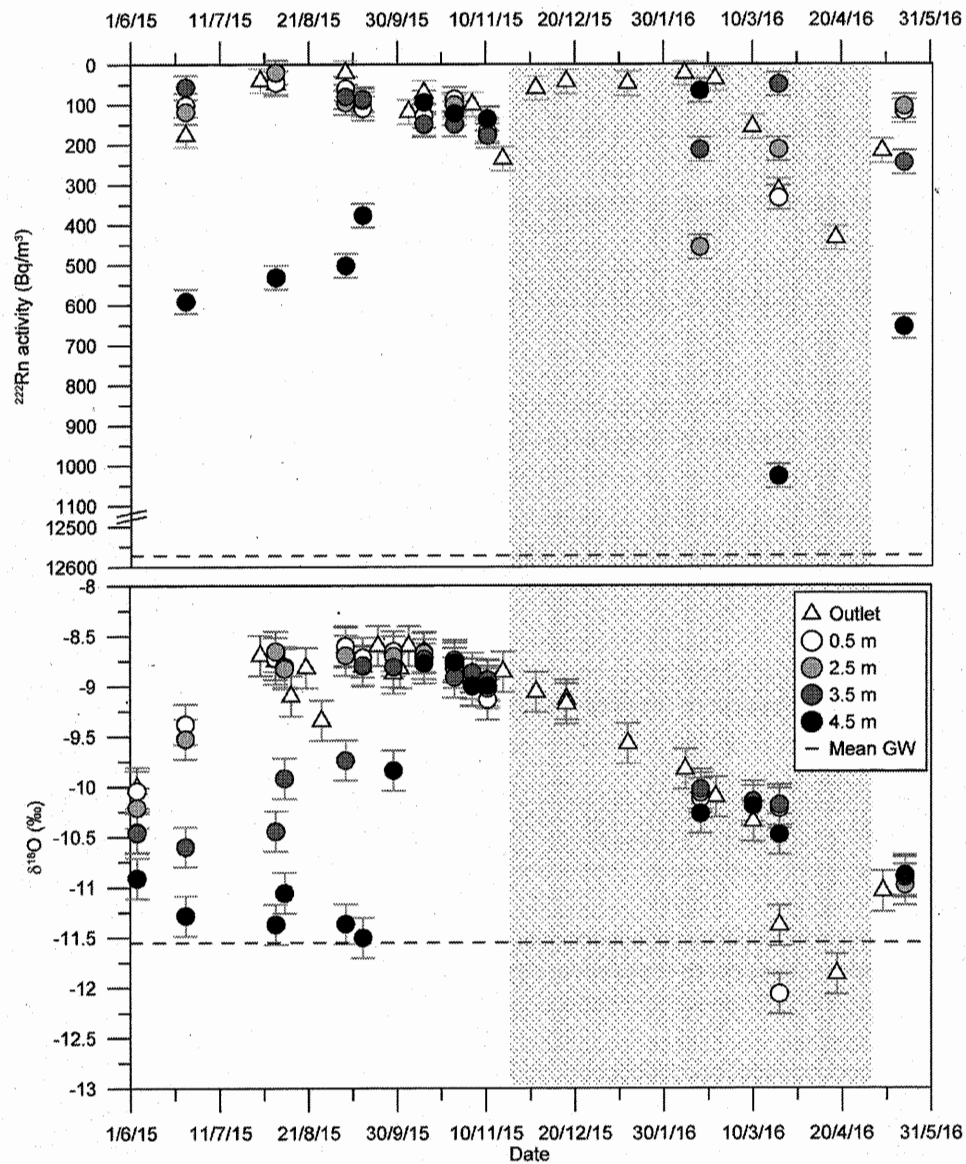


Figure 3.14. Evolution of $\delta^{18}\text{O}$ and ^{222}Rn activity measured at various depths at point C in Lake Lacasse. The ice-covered period, from November 15th to May 10th, is represented by the grey area.

4.3. Groundwater inflow dynamics

4.3.1. Water stable isotope-based model

As described in section 3.3., a model of lake isotopic composition (δ_L) with a daily time step was proposed, and groundwater inflow (I_G) was determined so as to achieve the closest match between the measured and modelled values of δ_L . A mean groundwater inflow of $198 \text{ m}^3.\text{d}^{-1}$ was obtained with the well-mixed, one-layer model (Figure 3.15).

The results of the isotopic mass balance multi-layer model are shown in Figure 3.16. From June to mid-August, a mean I_G of $4 \text{ m}^3.\text{d}^{-1}$ was found for the 0-3 m layer and of $10 \text{ m}^3.\text{d}^{-1}$ for the 3-4 m layer. A mean I_G of $135 \text{ m}^3.\text{d}^{-1}$ was then fit from mid-August to the end of September for the 0-4 m layer. For the 4-5.5 m layer, a mean I_G of $100 \text{ m}^3.\text{d}^{-1}$ was determined to explain the data from June to the end of September. During autumn mixing (from the end of September to mid-November), a mean groundwater inflow of $281 \text{ m}^3.\text{d}^{-1}$ was needed to account for the data at the entire lake scale. During the ice-covered period, from mid-November to mid-April, I_G was equal to 228, 60, 40, and $35 \text{ m}^3.\text{d}^{-1}$ for the 0-2 m, 2-3 m, 3-4, and 4-5.5 m layers respectively. I_G was consistent in the deep layers during the melt period (from mid-April to mid-May) and varied only in the surface layer. Mean I_G in the surface layer (i.e., the 0-2 m layer) was found to be $200 \text{ m}^3.\text{d}^{-1}$ from mid-November to mid-March, then $300 \text{ m}^3.\text{d}^{-1}$ from mid-March to mid-April, and, finally, $147 \text{ m}^3.\text{d}^{-1}$ from mid-April to mid-May.

For the entire modelled period, a mean groundwater inflow of $164 \text{ m}^3.\text{d}^{-1}$ was obtained for the surface layer (0-2 m layer), with lower input in summer than in winter, while a mean I_G of $57 \text{ m}^3.\text{d}^{-1}$ explains the evolution of the isotopic composition in the deepest layer (4-5.5 m layer), with higher input in summer than in winter (Figure 3.16). Finally, by summing the values of the different layers, a mean annual groundwater inflow of $276 \text{ m}^3.\text{d}^{-1}$ was required to fit the observed evolution of isotopic data in the entire water column with the multi-layer model. The mean annual groundwater inflow determined from the well-mixed model was found to be 1.4 times lower than that determined from the multi-layer model.

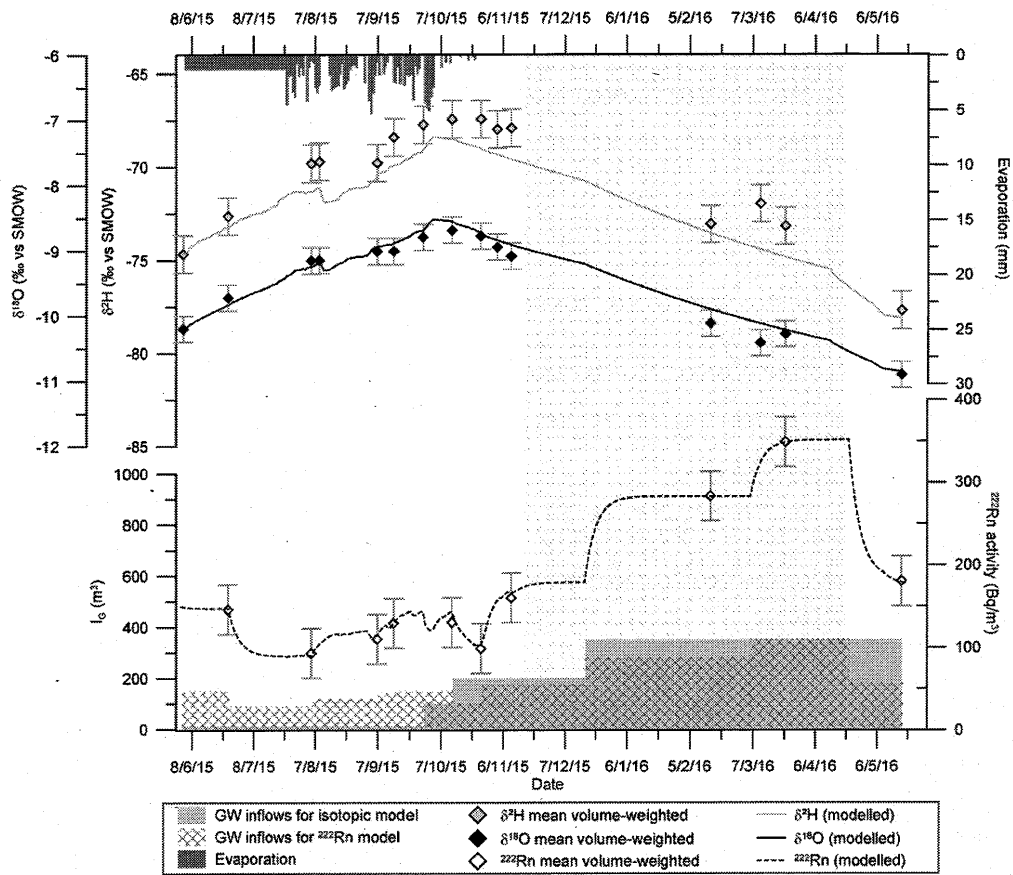


Figure 3.15. Results of the well-mixed one-layer isotopic and radon models fitted to mean volume weighted data; the ice-covered period, from November 15th to May 10th, is represented by the grey area.

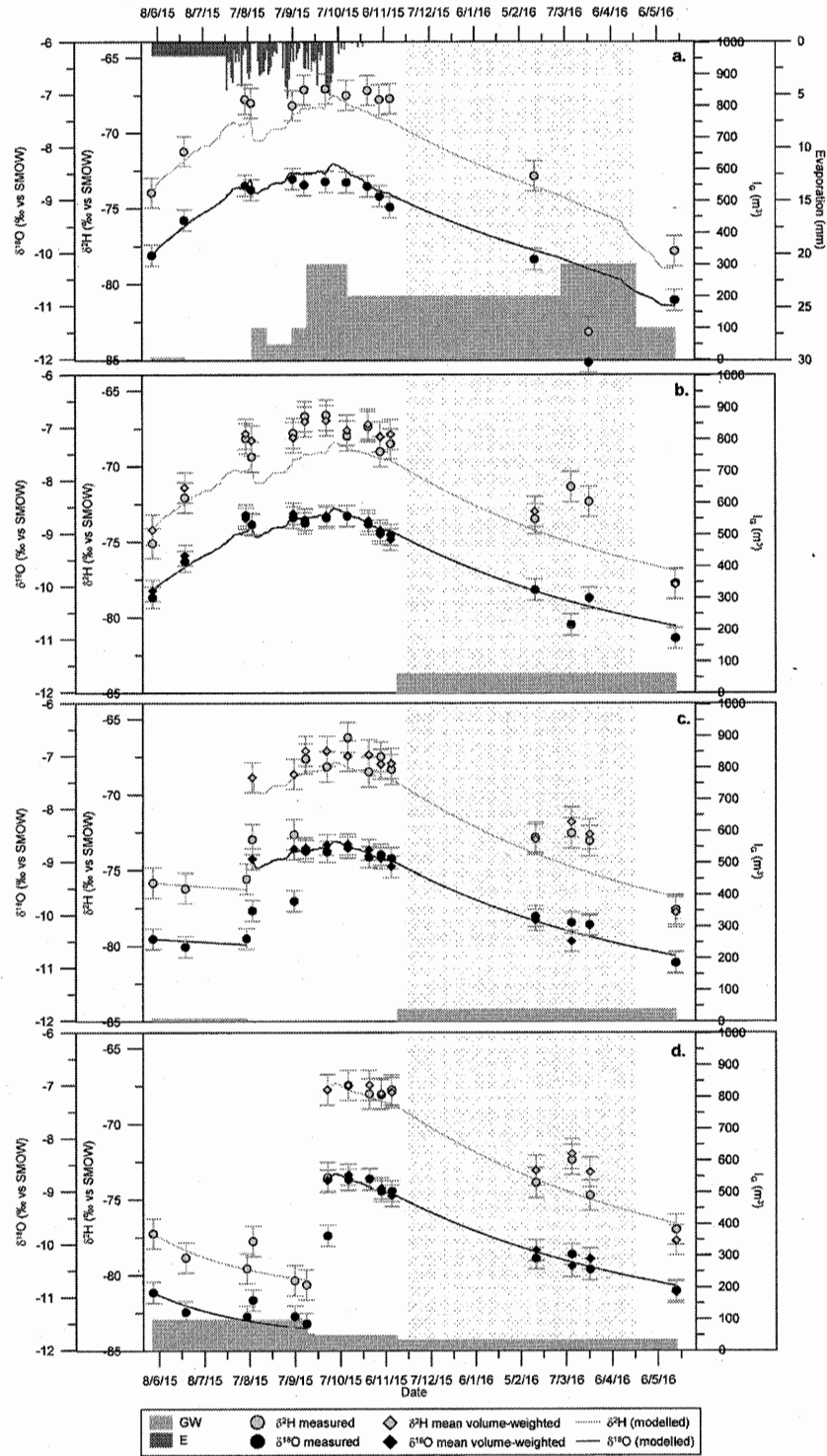


Figure 3.16. Measured and modelled lake water $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ evolutions at various depths (a. 0-2 m depth, b. 2-3 m, c. 3-4 m, and d. 4-5.5 m), and groundwater inflow at each depth, determined by the multi-layer isotope mass balance model. The ice-covered period, from November 15th to May 10th, is represented by the grey area.

4.3.2. ^{222}Rn -based model

Similar to the water stable isotope model described above, a model of lake ^{222}Rn activity (C_L) with a daily time step was proposed, and groundwater inflow (I_G) was determined to achieve the closest match between the measured and modelled values of C_L . A mean groundwater inflow of $201 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$ was found for the steady-state, well-mixed model to fit the volume-weighted mean ^{222}Rn activity in the lake (Figure 3.15).

For the multi-layer ^{222}Rn mass balance model, a daily time step was found to be too long for such explicit time discretization and led to divergence of the model. The model was therefore run with an hourly time step. As for the water stable isotope model, the ^{222}Rn activity calculated for the lake was equal to the mean volume-weighted value at the time of autumn mixing (October 15th). The results of the ^{222}Rn mass balance multi-layer model are presented in Figure 3.17. The mean annual groundwater inflow obtained to fit the ^{222}Rn data is $161 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$. Figure 3.17 also shows the groundwater fluxes obtained for the different layers. During summer, the groundwater inflow was higher in the deepest part of the lake ($55 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$) than in the three other layers ($26 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$ for the 0-2 m layer and $13 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$ for the two middle ones). In mid-December, fluxes in the 2-3 m deep layer increased to $96 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$, and remained relatively low at the other depths. By the beginning of March, groundwater inflow decreased in the 2-3 m layer, but increased in 0-2 m layer (from 26 to $233 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$), as well as in the 4-5.5 m layer (from 26 to $130 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$), probably due to snow melt in the catchment. Finally, at the end of April, groundwater inflow decreased to 52 and $78 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$ in the 0-2 m and 4-5.5 m layers respectively.

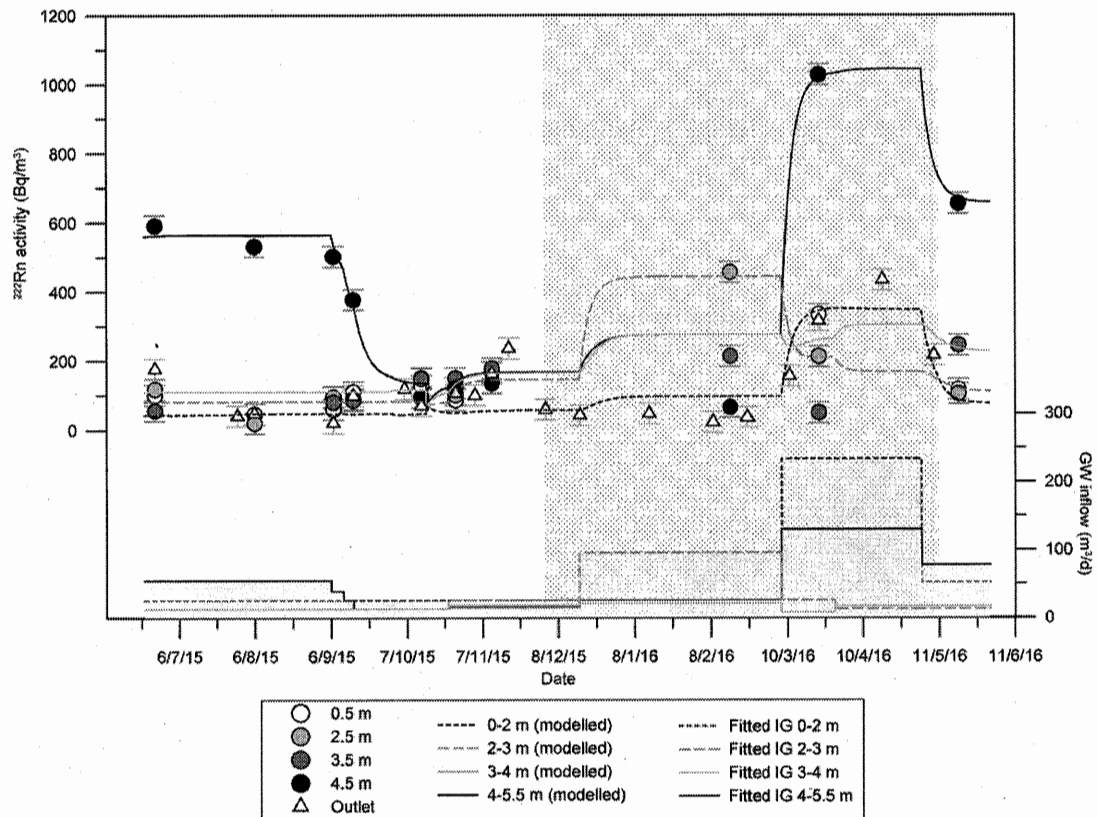


Figure 3.17. Measured and modelled lake water ^{222}Rn activity evolutions at various depths and in the outlet stream, and groundwater inflow calculated in the different layers from the ^{222}Rn mass balance model. The ice-covered period, from November 15th to May 10th, is represented by the grey area.

4.3.3. Sensitivity analyses

In order to investigate the uncertainty associated with the main model parameters, sensitivity analyses were conducted. For each parameter, two cases were considered, with values higher and lower than the value previously used, using a chosen standard deviation as the increment. Groundwater inflow was then calculated and compared with the reference case. Results are presented in Table 3.2 for the water stable isotope model and in Table 3.3 for the ^{222}Rn model.

Table 3.2. Sensitivity analysis for the water stable isotope mass balance model; τ is the mean lake flushing time by groundwater and R is the equivalent recharge on the lake catchment.

Test	I_G in the 0-2 m layer $m^3.d^{-1}$	I_G in the 2-3 m layer $m^3.d^{-1}$	I_G in the 3-4 m layer $m^3.d^{-1}$	I_G in the 4-5.5 m layer $m^3.d^{-1}$	Mean annual I_G $m^3.d^{-1}$	τ_{GW} d $\tau = V_L / I_G$	R $mm.yr^{-1}$ $R = I_G / A_c$
Reference case	164	32	23	57	276	244	679
$V_L \pm 10\%$			no significant change				
$\delta_A^{2H} + 23.58 \text{ ‰}$ $\delta_A^{18O} + 2.70 \text{ ‰}$	309	37	24	48	418	161	1028
$\delta_A^{2H} - 23.58 \text{ ‰}$ $\delta_A^{18O} - 2.70 \text{ ‰}$			not possible to fit data				
E Penman with Dalton coefficient = 0.9	241	38	23	48	350	193	861
E Penman with Dalton coefficient = 0.2	138	32	23	48	241	280	593
$\delta_G^{2H} - 1.83 \text{ ‰}$ $\delta_G^{18O} - 0.32 \text{ ‰}$	144	28	20	42	234	288	576
$\delta_G^{2H} + 1.83 \text{ ‰}$ $\delta_G^{18O} + 0.32 \text{ ‰}$	183	42	29	109	363	186	893
$h + 10\%$			not possible to fit data				
$h - 10\%$	196	38	24	57	315	214	775
$T \pm 10\%$			no significant change				
$P \pm 10\%$			no significant change				

As summarized in Table 3.2, the isotopic model is not particularly sensitive to uncertainties in lake volume, precipitation, or temperature, but is highly sensitive to changes in δ_A , h , and E during the evaporation period (from June to October), and to changes in δ_G during the ice-covered period (from November to May). The ^{222}Rn mass balance model is highly sensitive to groundwater ^{222}Rn activity, which is known and was measured to be highly variable in both space and time. This therefore leads to a high range of uncertainty. Indeed, if a high groundwater ^{222}Rn activity is used in the model (e.g., 19606 Bq.m^{-3}), a mean annual groundwater inflow of $388 \text{ m}^3.d^{-1}$ is obtained; much higher than the value obtained in the reference case (Table 3.3). This value is indeed unrealistically high, because it suggests a 174-day flushing time of the lake by groundwater and an equivalent recharge equal to

954 mm.yr⁻¹, while recharge is estimated to be approximately 500 mm.yr⁻¹ for sandy surfaces, as is partially the case Lake Lacasse area (Leblanc *et al.*, 2013). Conversely, low groundwater ²²²Rn activity (e.g., 5537 Bq.m⁻³) leads to a mean groundwater flushing time of 661 days, longer than that of the reference case (465 days). Groundwater inflow from the ²²²Rn model is quite sensitive to uncertainty in the volumes assigned to the various layers, but not sensitive to uncertainty in the sediment fluxes, in the degassing coefficient (k) and in areas of layer interfaces.

Table 3.3. Sensitivity analysis for the ²²²Rn mass balance model; τ is the mean lake flushing time by groundwater, and R is the equivalent recharge on the lake catchment.

Test	I _g in the 0-2 m layer m ³ .d ⁻¹	I _g in the 2-3 m layer m ³ .d ⁻¹	I _g in the 3-4 m layer m ³ .d ⁻¹	I _g in the 4-5.5 m layer m ³ .d ⁻¹	Mean annual I _g m ³ /d	τ_{gw} d $\tau = V_L / I_g$	R mm/yr $R = I_g / A_c$
Reference case	60	34	16	51	161	419	396
Groundwater activity + 7035 Bq.m ⁻³	145	80	38	124	388	174	954
Groundwater activity - 7035 Bq.m ⁻³	39	21	10	32	102	661	251
Volume layers +10%	60	37	16	55	168	401	414
Volume layers -10%	51	33	14	46	144	467	355
k ±10%				no significant change			
F _{sed} ± 0.2 Bq.m ⁻² .d ⁻¹				no significant change			
Interface areas ±10%				no significant change			

4.4. Comparison of the two tracers and lake behaviour

This study shows that both water stable isotopes and ^{222}Rn are good tracers of variations of groundwater inflow in a small lake. ^{222}Rn has been found to be more variable horizontally than water stable isotopes, which follow a smoother evolution in both time and space. Both tracers follow the hydrological cycle of the lake during stratification in summer and during the autumn mixing period. Variations during winter and spring are quite different between the two tracers; ^{222}Rn is affected by winter stratification, whereas water stable isotopes present a homogenous water column for the same period. This ^{222}Rn winter stratification is attributed to substantial groundwater input to the lake as of the beginning of March, due to a short period of melt. Both tracers are sensitive to this increase in groundwater inflow, but ^{222}Rn appears to be more sensitive to its vertical location, which appears to mainly be concentrated at the surface and in the deepest part of the lake. In summer, both tracers show stronger groundwater input in the deep water (from 55 to 100 $\text{m}^3\cdot\text{d}^{-1}$) than near the surface (from 10 to 26 $\text{m}^3\cdot\text{d}^{-1}$). During autumn, groundwater inflow decreases in the deepest strata of the lake, as inferred by both models. During winter and until the beginning of March, the isotopic model predicted constant groundwater inflow, decreasing with depth, whereas the ^{222}Rn model suggested an increase of groundwater inflow in the 2-3 m depth layer with constant and low groundwater inflow in the three other layers. The beginning of March was impacted by a ten-day mild spell, which had a substantial impact on local hydrogeology, increasing water levels in wells and groundwater inflow to the lake. Both isotopic and ^{222}Rn models confirmed this feature, with increased groundwater input in the 0-2 m layer (233 and 300 $\text{m}^3\cdot\text{d}^{-1}$ with the ^{222}Rn and isotopic models respectively) from the beginning of March to the end of April. The lake is therefore highly and rapidly sensitive to changes in groundwater fluxes.

Moreover, total groundwater inflow to the lake was underestimated by the well-mixed water stable isotopic model, with a mean value of 198 $\text{m}^3\cdot\text{d}^{-1}$ versus 276 $\text{m}^3\cdot\text{d}^{-1}$ obtained from the multi-layer model. Indeed, the well-mixed model was unable to accurately resolve groundwater inflow when evaporation occurred at the lake surface. Conversely, the well-mixed

^{222}Rn model overestimated the mean annual groundwater inflow to the lake, with a mean value of $201 \text{ m}^3.\text{d}^{-1}$ compared to $161 \text{ m}^3.\text{d}^{-1}$ obtained from the multi-layer model.

According to the literature, mean annual recharge in fluvio-glacial deposits is estimated to be between 300 and 500 mm.yr^{-1} (Leblanc *et al.*, 2013), and the result obtained here is probably overestimated due to the uncertainty in δ_A and evaporation, neither measured directly in the field. A groundwater inflow of $276 \text{ m}^3.\text{d}^{-1}$, estimated from the multi-layer isotopic model, corresponds to a flushing time of 0.67 year, and is equal to a recharge of 679 mm.yr^{-1} . The groundwater inflow of $161 \text{ m}^3.\text{d}^{-1}$, estimated from the multi-layer ^{222}Rn model, corresponds to a flushing time of 1.15 years and is equivalent to a recharge rate of 396 mm.yr^{-1} , which is reasonable considering the local hydroclimatic conditions. The difference between the two methods may reflect higher ^{222}Rn reactivity that was not fully captured with the biweekly to monthly sampling time interval.

Moreover, ^{222}Rn seems to be more sensitive than water stable isotopes to rapid changes in groundwater inflow. The ^{222}Rn multi-layer model allowed the characterization of vertical heterogeneity in groundwater inflow. However, when only limited data are available throughout a given year, this higher reactivity makes it more difficult to determine annual or seasonal water budgets. In contrast, the stable isotopic approach seems well adapted for longer-term assessments of changes in groundwater inflow. The methods are also sensitive to different factors; the ^{222}Rn method requires good knowledge of groundwater activity, and therefore benefits from sampling several wells around the lake, while the water stable isotope-based approach is very sensitive to local humidity, evaporation, and δ_A input. The two tracers are clearly complementary, and their combined application improves our understanding and confidence in the overall results.

If only one sampling campaign is to be used to characterize groundwater inflow to a lake, this study suggests that sampling at the time of autumn mixing would be best to avoid water column stratification. However, the mean composition of the lake during mixing is highly dependent on its shape, and considering the mean composition alone will likely underestimate the groundwater flux.

The high resolution depth monitoring carried out in the current work has revealed the location of the groundwater fluxes. In previous studies, groundwater fluxes have been described as being mainly localized in the shallow layer of the lake (Kluge *et al.*, 2012; Hinton, 2014) whereas for Lake Lacasse, they appear mainly in the deepest layer during summer. It is possible that groundwater inputs to our lake deeper layer may be supported by the presence of fractured bedrock, through which flows peak during summer. This suggests that it is the underlying geological formations, rather than lake bed sediments, that control the observed seepage patterns (Schneider *et al.*, 2005; Kidmose *et al.*, 2011). Another possibility can be the difference in temperatures. Indeed, groundwater inflow, with a mean temperature of 7°C, is denser than the lake water during summer and thus can enter in the shallow layer and sink to the deeper layer. These results agree with previous studies that have concluded that groundwater inflow to lakes can be highly variable in time and space (Schmidt *et al.*, 2010; Kidmose *et al.*, 2011).

5. Conclusion

In this study, the dynamics of the natural tracers, ^{222}Rn and $^{18}\text{O}/^2\text{H}$, were determined for a small, groundwater-connected lake. It has been shown that both water stable isotopes and ^{222}Rn are good tracers to infer variations of the lake internal dynamics and groundwater inflow. These tracers follow lake dynamics through summer stratification and homogenisation of the water column in autumn. During winter and spring, the two tracers diverge, showing a well-mixed water column, with a homogeneous and stable water isotopic composition, and a stratified water column with ^{222}Rn . Moreover, both tracers reflect the variable groundwater inflow to the lake. They both show: (1) low groundwater input during summer, with stronger input in the deep part of the lake, (2) decreasing input to the deep part and increasing input in the surface during autumn, followed by (3) medium input during winter, mostly to the surface, and, finally, (4) substantial groundwater input to the lake during the melt period. Moreover, the ^{222}Rn model highlights substantial and fast groundwater input as of the beginning of March, due to a short period of melt. Indeed, ^{222}Rn appears to be more sensitive than water stable

isotopes to rapid changes in groundwater inflow, whereas the stable isotopic approach seems well-adapted to longer-term assessments of changes in groundwater inflow. The ^{222}Rn method requires good knowledge of groundwater dynamics, while the water stable isotope-based approach is very sensitive to local meteorological parameters. The two tracers have been shown to be complementary, and combining them is suggested to improve our understanding of groundwater-lake interactions.

As much as possible, tracer evolution should be determined with depth throughout the entire water column; a depth-resolved multi-layer model is a better approach than a well-mixed model in using ^{222}Rn and water stable isotopes mass balances to determine groundwater–lake interactions, allowing the vertical location of the groundwater inflows. Even though a well-mixed volume-weighted model could also be used and would lead to similar results, the evolution of the tracers throughout the entire water column has been shown to be important to measure, and not only at the outlet, which only represents the composition of the lake's surface. Finally, this study shows that the precise monitoring of lake geochemical composition highlights changes in groundwater fluxes in time, and helps to better understand lake dynamics.

3.4. La chimie du lac Lacasse

La géochimie du lac Lacasse a été suivie au cours de l'année 2015-2016, suivant le même protocole d'échantillonnage que décrit précédemment pour le ^{222}Rn et les isotopes stables de la molécule d'eau. Les eaux souterraines ont été échantillonnées dans les puits en périphérie du lac au cours de deux campagnes de prélèvements, en août et décembre 2015. Les compositions en ions majeurs des échantillons du centre du lac, de l'exutoire et des puits sont présentés en Figure 3.18 sous la forme d'un diagramme de Piper qui nous permet de discuter des sens d'écoulement établis en partie 1.1.4 à l'aide des niveaux piézométriques et des isotopes stable de l'eau (Figure 3.5). Toutes les données de chimie sont présentées en Annexe T.

Trois groupes de points peuvent être identifiés sur la Figure 3.18 : les eaux souterraines (faciès bicarbonaté calcique), les eaux du lac (faciès chloruré bicarbonaté calcique) et deux puits situés au sud-ouest du lac (P2 et P3 ; faciès chloruré nitraté calcique). L'eau échantillonnée en P6 n'est pas prise en compte sur ce diagramme car elle passe par un adoucisseur (signalé par les habitants) d'où son importante concentration en Na^+ et appauvrissement en Ca^{2+} , données qui ne seront pas présentées par la suite. Les puits P2 et P3 (situés au sud-ouest du lac ; Figure 3.18) présentent un taux plus élevé de nitrates, possiblement dû à une contamination ponctuelle de zone d'épandage puisqu'ils se situent à l'aval de trois habitations permanentes (notamment P2, P3 étant un peu plus haut ; Figure 3.18). Cet apport de nitrates permet d'émettre l'hypothèse d'un écoulement de la nappe vers le lac au sud-est. Le puit P1, situé au sud du lac (Figure 3.18), là où il est possible que les eaux du lac alimentent les eaux souterraines, ne présente pas le faciès chimique de celui des eaux du lac. Ceci ne remet pas en cause notre théorie d'écoulement du lac vers la nappe au sud car, étant donné que ce puit possède une importante profondeur, il est possible qu'il capte des eaux plus profondes. Au sein du lac, les eaux possèdent une minéralisation plus proche de celle des eaux souterraines en profondeur, en accord avec les données d'isotopes stables et de ^{222}Rn (Figure 3.18 ; Figure 3.20 ; Figure 3.21 et Figure 3.22). Ainsi, la chimie ne permet ni de confirmer ni d'affirmer l'écoulement du lac vers la nappe au sud mais va dans le sens d'un

apport de la nappe du nord-est et sud-ouest vers le lac, hypothèse confirmée par les niveaux piézométriques (Figure 3.5).

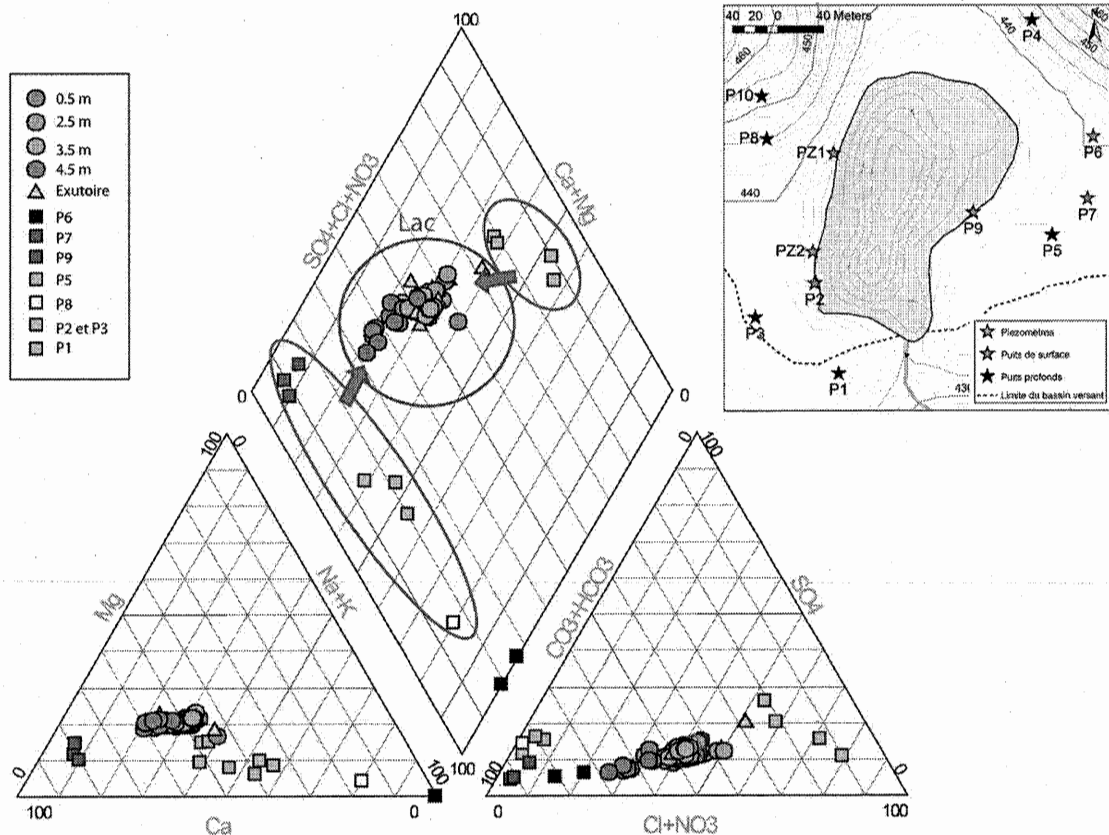


Figure 3.18. Diagramme de piper représentant les données du centre du lac, de l'exutoire et des différents puits. Insert : localisation des différents puits.

L'évolution temporelle des différents paramètres sur la colonne d'eau du lac et à l'exutoire sont exprimées sur les figures 30 à 33 ci-dessous. La zone grisée de gauche (zone A) correspond à la au mélange d'automne, période qui débute lors du mélange des eaux et se termine avec l'apparition du couvert de glace. La zone grisée de droite (zone B) s'étend entre le début de la période fonte (qui commence mi-mars en 2016, donc relativement tôt en raison d'un redoux précoce) jusqu'à la disparition complète du couvert de glace fin avril. Au sein de la zone B, nous observons une alternance d'une période de froid puis de réchauffement.

Le mélange complet du lac au début du mois d'octobre 2015 est clairement révélé par les concentrations de tous les éléments chimiques qui s'homogénéisent sur l'ensemble de la colonne d'eau. Ces concentrations sont alors proches de celles de surface au pas de temps précédent, ce qui s'explique par un mélange pondéré par le volume des couches. Puis, au début de l'hiver, les concentrations des éléments restent relativement stables à l'exutoire, excepté celles en nitrates qui, malgré de très faibles valeurs, augmentent légèrement au cours de l'hiver. Cette augmentation s'explique par un apport constant naturel via les eaux souterraines.

La première campagne d'échantillonnage de la colonne d'eau d'hiver a eu lieu le 16/2/16. L'absence de données de surface (0.5 m) s'explique par de très mauvaises conditions sur le terrain. On peut remarquer que, à l'exception des chlorures, tous les éléments présentent une concentration plus importante sur toute la colonne d'eau après une période de trois mois sous couvert de glace. Cette observation est en accord avec l'existence d'apports souterrains continus sur cette période, combinés avec l'absence d'échange avec l'atmosphère dû au couvert de glace. Nous observons qu'à cette période, aucun élément ne subit de variation importante de concentration à la profondeur de 4.5 m par rapport aux concentrations mesurées à 2.5 et 3.5 m, excepté le ^{222}Rn . Par conséquent, la valeur anormalement basse de l'activité en ^{222}Rn à 4.5 m ce jour-là (Figure 3.20) est sans aucun doute un artéfact qui pourrait être du, par exemple, à un dégazage de l'échantillon lors de conditions de prélèvement difficiles : ceci expliquerait alors les raisons de la sous-estimation de l'apport souterrain par le modèle de ^{222}Rn par rapport au modèle isotopique (voir précédemment dans l'article 2, partie 4.4).

A la mi-mars, une première période de fonte a lieu, épisode qui se retrouve dans toute la géochimie du lac par un effet de dilution dû à l'apport des eaux de fonte nivale depuis le bassin versant vers la partie superficielle du lac, sous la couche de glace. Ce résultat permet d'améliorer notre compréhension du système vue précédemment dans l'article 2 : l'appauvrissement en isotopes stables de la surface du lac n'est pas seulement dû à un regel rapide du couvert de glace qui aurait entraîné la présence d'une eau résiduelle appauvrie en surface (hypothèse annoncée dans l'article 2) mais aussi à l'arrivée, en surface du lac, des

eaux de fonte qui possèdent une signature appauvrie en isotopes stables. Seule la concentration en nitrates varie différemment pendant la période de fonte avec une augmentation en surface et une diminution en profondeur (Figure 3.22). Ces variations peuvent s'expliquer par le passage en anoxie de la zone profonde (donc une diminution en nitrates en raison de la dégradation de la matière organique) et un apport naturel de nitrates en surface par le ruissellement sur le bassin versant. Après la période de mélange printanier, les variations de concentrations des différents éléments montrent une colonne d'eau de plus en plus stratifiée, en raison des apports souterrains, de la dégradation de la matière organique (diminution du pH) au fond du lac et de la photosynthèse en surface (augmentation du pH).

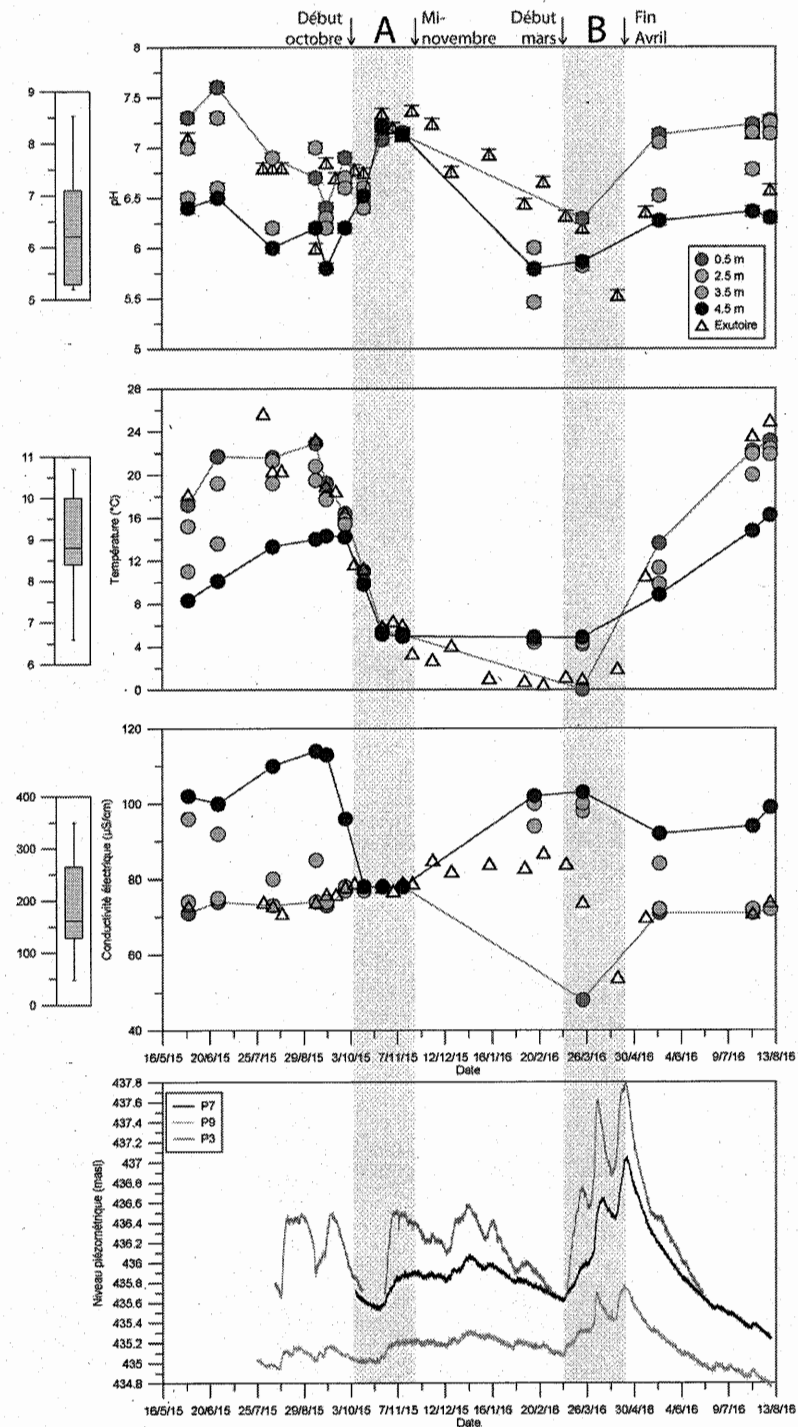


Figure 3.19. Paramètres physico-chimiques au cours du temps, au centre (C) et à l'exutoire du lac Lacasse et les niveaux piézométriques des puits P3, P7 et P9.; Les boîtes à moustaches représentent les variations mesurées des mêmes paramètres dans les eaux souterraines via les puits de surface et profonds des particuliers ; les zones grisées représentent la période d'automne (gauche) et la période de fonte (droite).

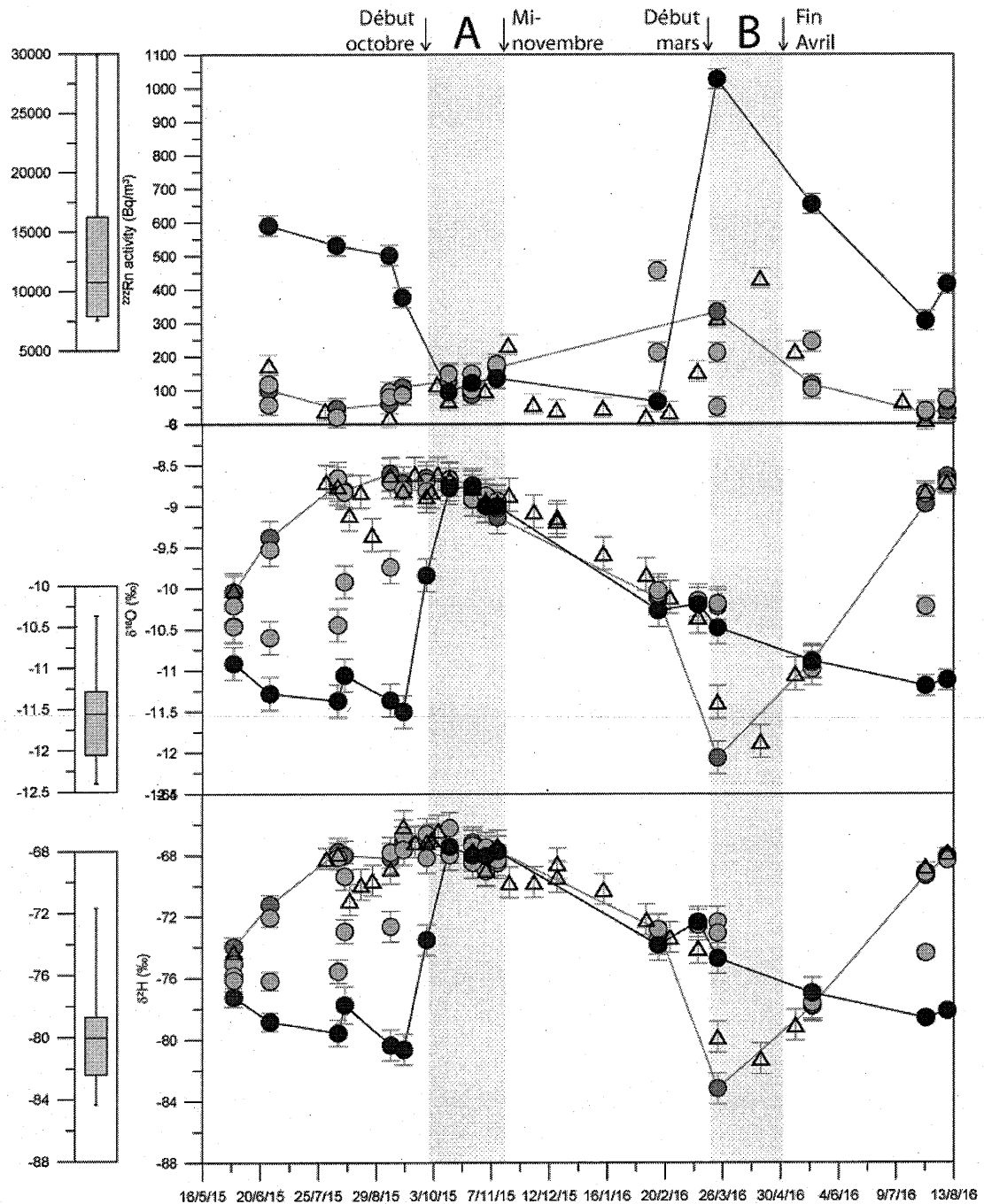


Figure 3.20. Activité du ^{222}Rn et compositions isotopiques $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ au cours du temps, au centre (C) et à l'exutoire du lac Lacasse ; Les boîtes à moustaches représentent les variations mesurées des mêmes paramètres dans les eaux souterraines via les puits de surface et profonds des particuliers ; les zones grisées représentent l'automne (A) et la période de fonte (B).

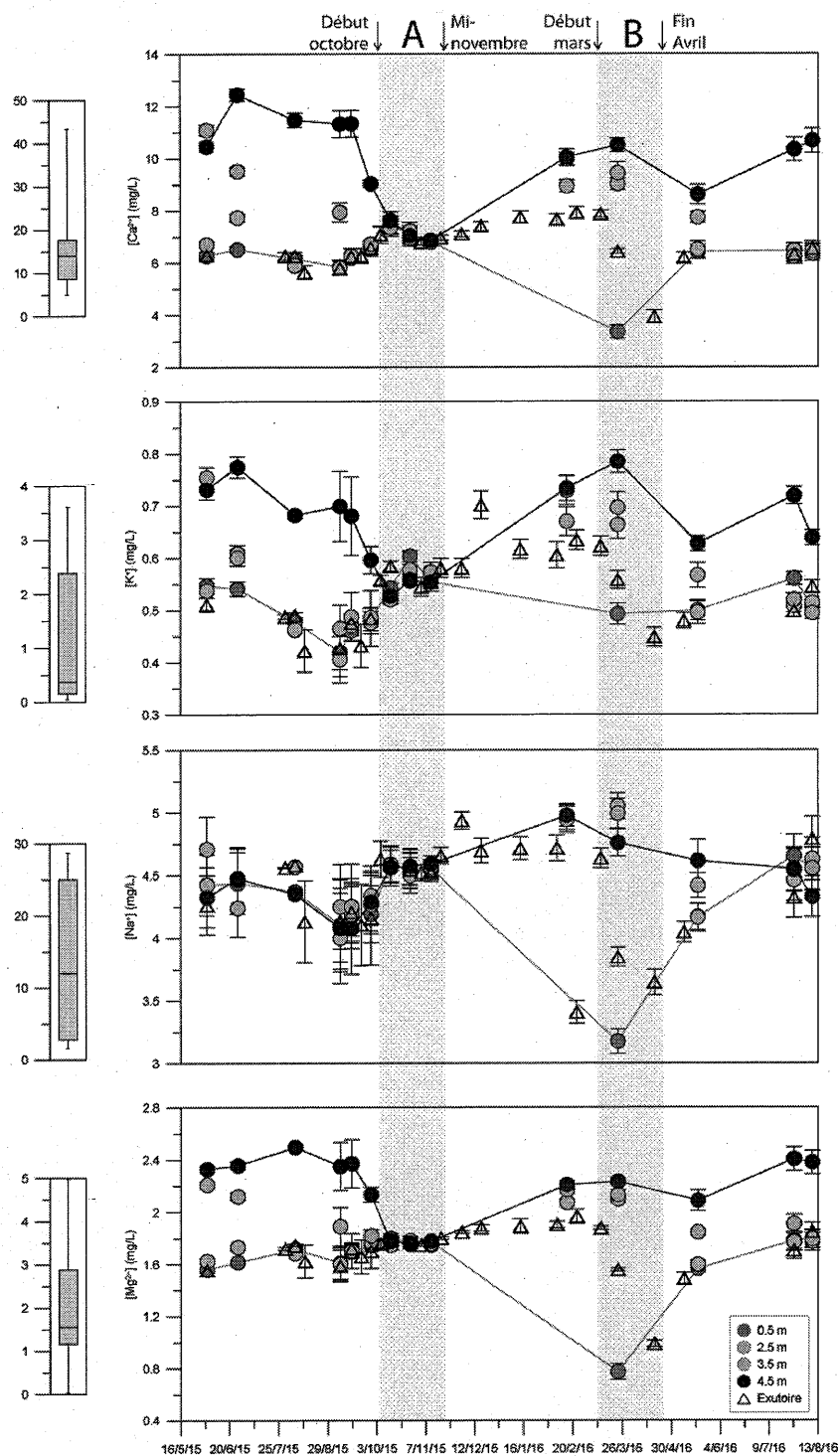


Figure 3.21. Concentrations des cations au cours du temps, au centre (C) et à l'exutoire du lac Lacasse ; Les boîtes à moustaches représentent les variations mesurées des mêmes paramètres dans les eaux souterraines via les puits de surface et profonds des particuliers ; les zones grisées représentent l'automne (A) et la période de fonte (B).

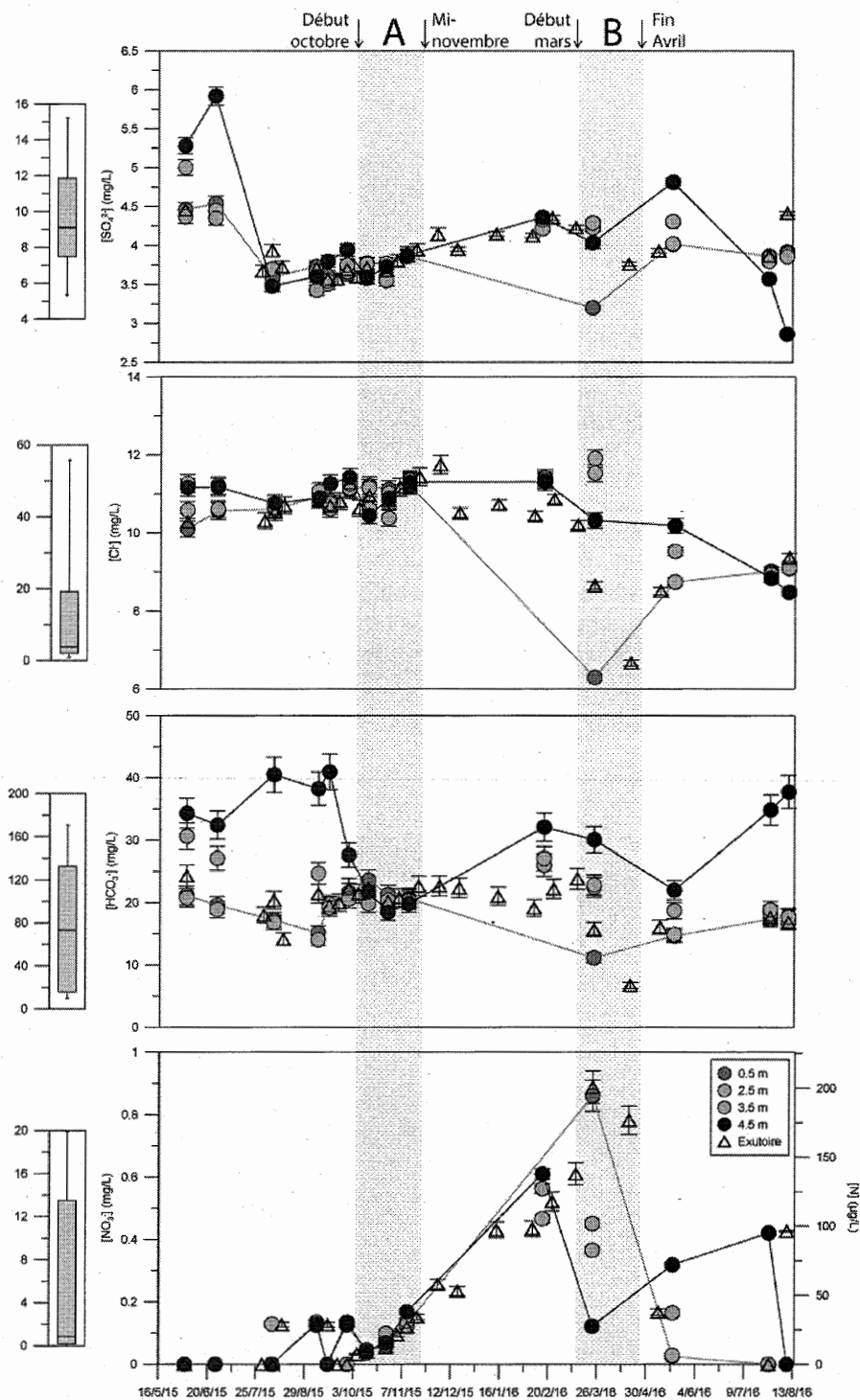


Figure 3.22. Concentrations des anions au cours du temps, au centre (C) et à l'exutoire du lac Lacasse ; Les boîtes à moustaches représentent les variations mesurées des mêmes paramètres dans les eaux souterraines via les puits de surface et profonds des particuliers ; les zones grisées représentent l'automne (A) et la période de fonte (B).

3.5. La dynamique des flux d'eaux souterraines au sein du lac Lacasse selon les saisons

La géochimie, combinée à l'hydrogéologie du site, nous permet de développer un modèle conceptuel du lac Lacasse en fonction de ses apports souterrains. Les dynamiques décrites ci-dessous, et illustrées par la Figure 3.24, sont celles qui expliquent le mieux les variabilités des apports souterrains mis en évidence par les traceurs.

La densité des eaux, et les dynamiques associées, est le paramètre qui explique les variabilités au sein du lac. Au Québec, la densité des eaux de surface et souterraines est principalement contrôlée par la température en raison de leurs très faibles minéralisations. La température des eaux souterraines autour du lac Lacasse est en moyenne de 8°C mais apparaît varier au cours de l'année au pourtour du lac. Ces variations s'expliquent par l'existence de forts gradients de températures extérieures entre les saisons, qui se répercutent dans l'aquifère peu profond. Les températures enregistrées par les différentes sondes dans les puits sont présentées en Figure 3.23. Ces mesures peuvent être fortement influencées par la température extérieure pour les puits proches du lac, par exemple PZ1, PZ2 et P6 ou très peu, à l'instar des puits plus profonds tel que P3.

L'été, la colonne d'eau se réchauffe, ainsi les eaux souterraines qui alimentent le lac, plus denses, stagnent préférentiellement au fond du lac, augmentant ainsi la proportion relative des apports souterrains du fond. Toutefois, ces apports restent relativement faibles en raison de la diminution de gradient hydraulique induit par l'absence de recharge (ou très faible). À l'automne, le gradient thermique diminue au sein du lac, la colonne d'eau se mélange et devient homogène. Parallèlement, les flux souterrains s'intensifient en raison d'une augmentation de recharge, phénomène mis en évidence par les traceurs sur toute la colonne d'eau. Pendant l'hiver, sous couvert de glace, les flux souterrains restent relativement constants, en raison de l'absence de recharge. Lors de la fonte, les eaux provenant de la fonte nivale sur le bassin versant viennent (1) alimenter le lac sous la glace en surface (car elles sont autour de 0°C, donc moins denses que les eaux du lac) par ruissellement, et (2) recharger la nappe, ce qui se traduit par une hausse rapide des niveaux piézométriques et une

intensification quasi-instantanée des apports souterrains dans le lac. Le pic de ^{222}Rn observé au fond du lac (Figure 3.20) peut s'expliquer par cette mise en charge du bassin versant et la faible différence de densité entre les eaux souterraines et le lac à cette période. Ces eaux de fonte sont ensuite rapidement évacuées par l'exutoire du lac. Après la fonte nivale, au printemps, la recharge diminue fortement et les flux d'eaux souterraines diminuent doucement tout en continuant à alimenter la colonne d'eau du lac qui se mélange autour de 4°C .

Des chroniques piézométriques plus longues et une caractérisation de la conductivité hydraulique environnante permettrait de faire davantage le lien entre les flux mesurés dans le lac et les variations de niveaux sur le bassin versant. Cette étude pourrait être un point de départ pour une modélisation couplée « lac-géochimie-hydrogéologie » afin d'affiner le schéma conceptuel du système étudié à l'échelle locale. A l'échelle régionale, le modèle conceptuel établi est applicable à tous les petits lacs de kettle (ou situés dans des dépôts similaires) dimictiques en connexion avec les eaux souterraines, et permet de mieux comprendre et appréhender la dynamique des traceurs de l'eau souterraine au sein des lacs.

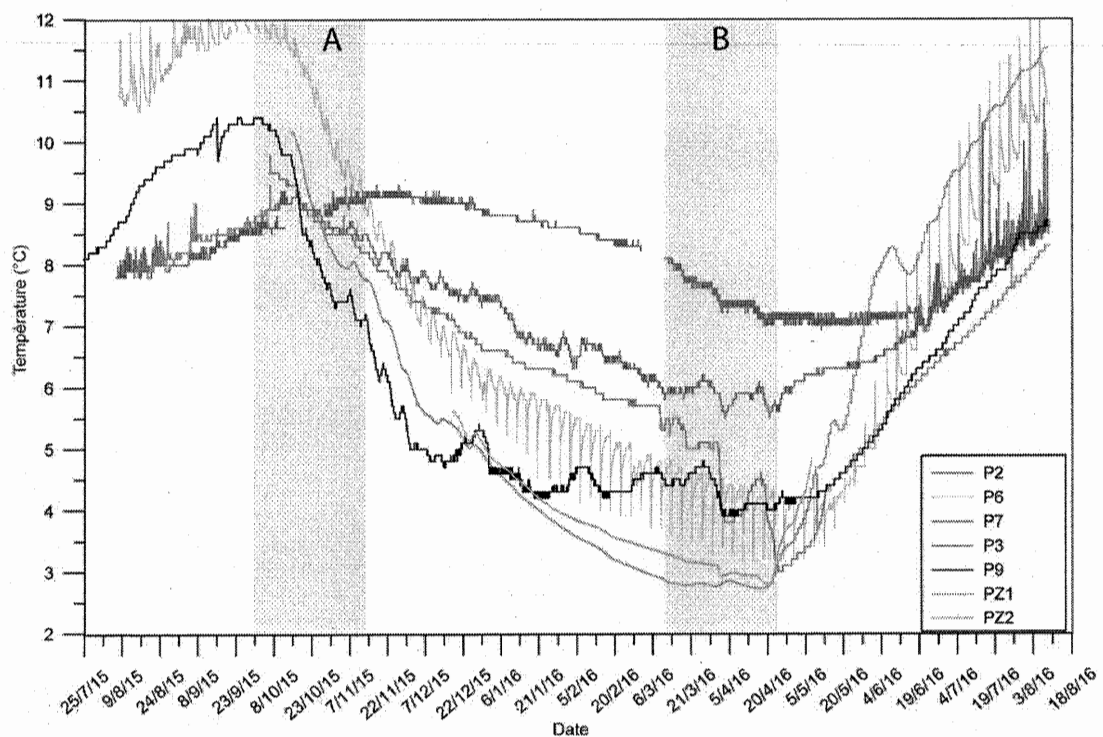


Figure 3.23. Température enregistrée par des sondes automatiques dans les différents puits et piézomètres autour du lac Lacasse ; les zones grisées représentent l'automne (A) et la période de fonte (B).

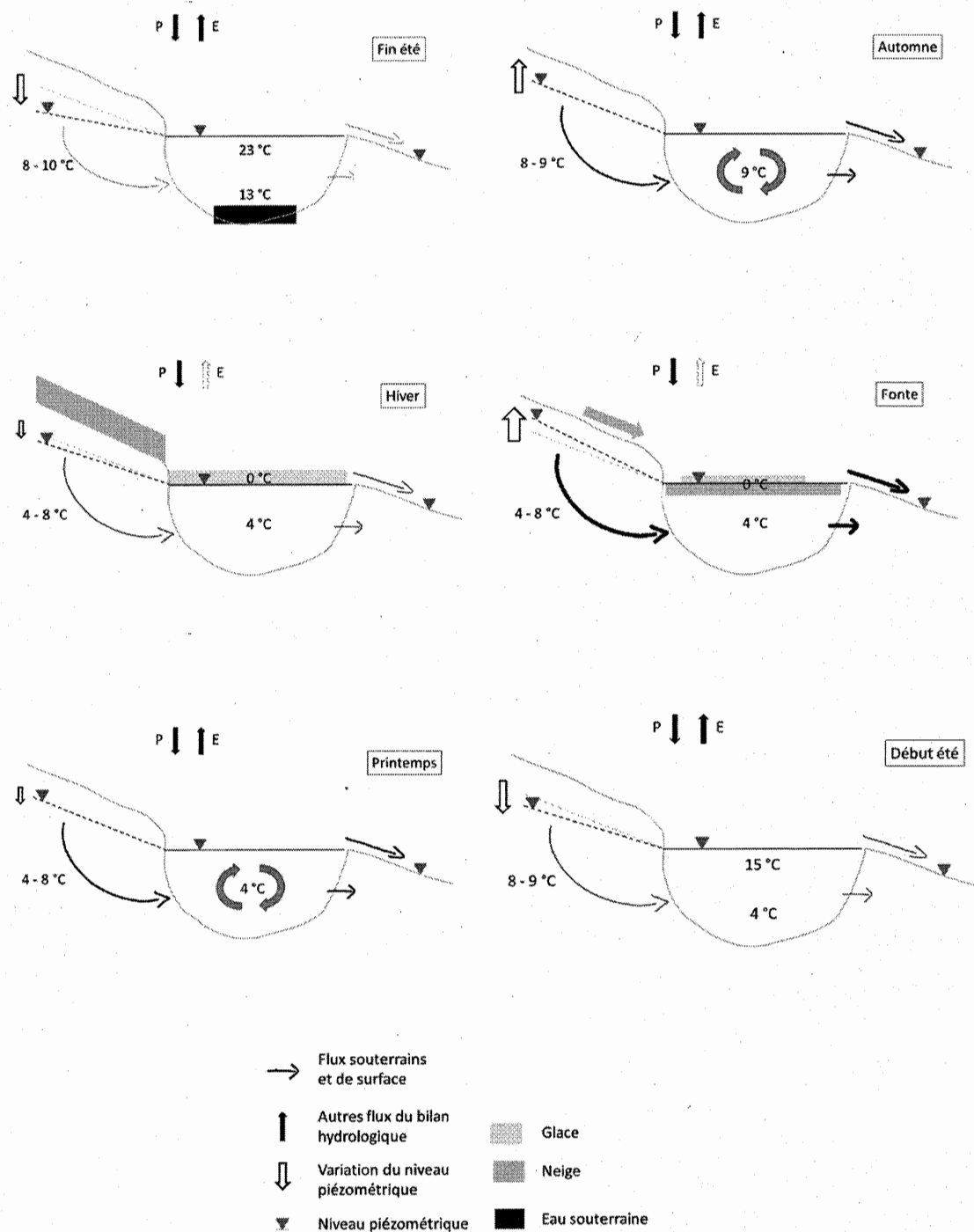


Figure 3.24. Schémas conceptuels des dynamiques des flux souterrains alimentant le lac Lacasse et de leur représentativité au sein du lac, en fonction des saisons.

3.6. Le bilan hydrologique du lac Lacasse

Il a été montré que le flux d'eaux souterraines entrant dans le lac Lacasse est d'en moyenne 161 m³/jour (min=97 et max=373 m³/jour) avec le modèle de ²²²Rn et 276 m³/jour (min=234 et max=418 m³/jour) avec le modèle isotopique. On remarque que le lac Lacasse est dominé par les eaux souterraines qui représentent en moyenne 72% du total des entrées dans le lac avec le modèle isotopique multi-couches et 59% avec le modèle de ²²²Rn. Nous considérons que l'année 2015-2016 est une année représentative bien qu'elle soit plutôt chaude par rapport à la moyenne puisqu'à la station Saint-Faustin-Lac-carré les données enregistrées de juin 2015 à mai 2016 donnent des moyennes de 1 213 mm et 5.7°C pour les précipitations et la température respectivement. Les moyennes sur la zone sont estimées à 1 100 mm/an et 3.5°C, sur la base des données de 1900 à 2010, revues par le centre d'expertise du Québec (Poirier et al., 2014). Le Tableau 3.2 récapitule les ordres de grandeurs des flux annuels obtenus pour le bilan hydrologique du lac Lacasse en considérant les valeurs moyennes mesurées au lac et à la station et la Figure 3.25 récapitule les différents temps de renouvellement calculés à partir des flux considérés et en fonction du modèle isotopique et de ²²²Rn. En considérant que le modèle isotopique est plus proche de la réalité que le modèle de radon car les incertitudes sont moindres (Figure 3.25), on remarque alors que le flux annuel moyen mesuré à l'exutoire donne un temps de renouvellement légèrement supérieur à celui calculé avec le total des entrées : 219 jours (exutoire) contre 178 jours (total des entrées avec modèle isotopique). Ainsi, les sorties du lac Lacasse se ferait principalement par l'exutoire de surface du lac et, en se basant sur le modèle isotopique multicouche, seulement environ 3 800 m³/an s'infiltrerait vers les eaux souterraines. Par conséquent, il semble qu'un jaugeage de l'exutoire pour ce type de lac peut nous donner une estimation raisonnable du flux souterrain entrant. Le temps de renouvellement total du lac est donc estimé à 178 jours (Figure 3.25).

Les méthodes de quantification des flux souterrains (et donc l'estimation du temps de renouvellement par les eaux souterraines) restent sujettes à de nombreuses incertitudes, comme illustré sur la Figure 3.25. Ces incertitudes sont principalement dues à l'hétérogénéité de l'activité en ²²²Rn de la nappe pour le modèle de ²²²Rn et aux paramètres météorologiques

ainsi qu'à l'estimation de δ_A pour le modèle isotopique. Pour pallier ces incertitudes, nous avons fait l'expérience d'un traçage au SF_6 sous glace (évitant ainsi le dégazage vers l'atmosphère) afin de quantifier les flux souterrains selon un troisième modèle qui pourrait permettre de valider une gamme de variation plus fine. Les résultats sont encore en cours de traitement et ne seront donc pas présentés dans la thèse (voir le rapport de stage de M. Neimard d'octobre 2016 pour plus d'informations). Une autre possibilité pour diminuer ces incertitudes serait un suivi plus dense et plus précis des paramètres.

Tableau 3.2. Bilan hydrologique du lac Lacasse ; l'évaporation et les précipitations sont estimés par rapport à la moyenne annuelle (basée sur les données de 1950 à 2004 du MDDELCC) ; l'exutoire, le ruissellement et les apports d'eaux souterraines sont mesurés sur l'année hydrologique allant de juin 2015 à mai 2016 ; les flux de sortie vers les eaux souterraines sont estimés grâce aux autres termes du bilan hydrologique ($= \sum \text{entrées} - \sum \text{sorties}$).

Entrées	Flux (m ³ /an)	Sorties	Flux (m ³ /an)
Précipitations	29 000	Evaporation	15 000
Ruissellement	11 000	Exutoire de surface	112 400
Eau souterraine (modèle isotopique multicouches)	100 740	Eau souterraine	13 340

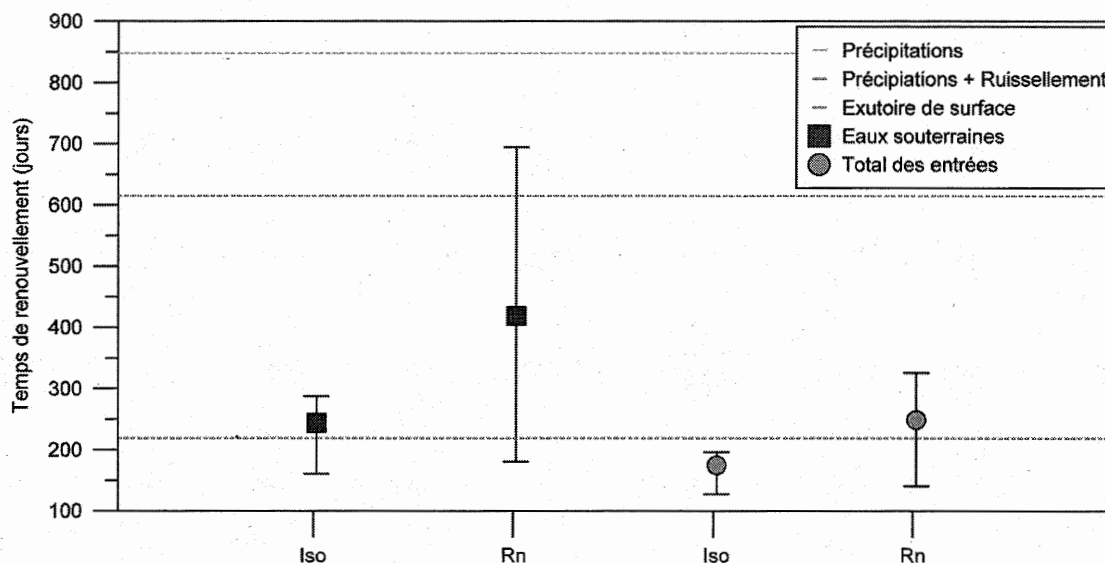


Figure 3.25. Temps de renouvellement de lac Lacasse estimé à partir de différents flux ; les flux souterrains sont estimés selon les deux modèles multicouches : isotopique (Iso) ou de ^{222}Rn (Rn).

3.7. Conclusion du chapitre III

Dans ce chapitre, les dynamiques des traceurs naturels (^{222}Rn et $^2\text{H}/^{18}\text{O}$) dans un petit lac relié aux eaux souterraines, *i.e.* le lac Lacasse, ont été déterminées. Cette étude montre que ces deux traceurs sont d'excellents marqueurs pour déduire à la fois les variations de la dynamique interne des lacs et celles des apports en eaux souterraines. En effet ils révèlent les variations spatio-temporelles des apports d'eaux souterraines dans le lac : (1) pendant l'été, des apports faibles mais plus importants dans la partie profonde, (2) à l'automne, une diminution des apports de profondeur et une augmentation de ceux-ci en surface, puis, (3) pendant l'hiver, des apports un peu plus importants et principalement situés en surface et enfin, (4) une importante arrivée d'eaux souterraines vers le lac au cours de la période de fonte.

De plus, il a été montré que les traceurs ^{222}Rn et $^2\text{H}/^{18}\text{O}$ suivent les dynamiques internes du lac telles que la stratification estivale et l'homogénéisation de la colonne d'eau en automne. Cependant, pendant l'hiver et au printemps, ces deux traceurs montrent des variations relativement différentes : une colonne homogène pour les isotopes stables de la molécule d'eau et une colonne stratifiée pour le ^{222}Rn . Par exemple, en mars, le modèle de ^{222}Rn adapté au lac étudié met en évidence un important et rapide apport d'eaux souterraines dû à une courte période de fonte, alors que cet événement n'est pas visible dans le modèle basé sur l'évolution de la composition isotopique du lac. Ainsi, nous avons montré que le ^{222}Rn est plus sensible à des changements rapides dans les apports souterrains alors que les isotopes stables de l'eau sont mieux adaptés pour les évaluations à long terme des changements d'apports en eaux souterraines. La méthode basée sur le ^{222}Rn nécessite une bonne connaissance de l'activité de l'eau souterraine, alors que l'approche basée sur les isotopes stables de l'eau est plus sensible à la mesure des paramètres météorologiques locaux. Finalement, ces deux traceurs s'avèrent clairement complémentaires et leur utilisation de manière combinée améliore la compréhension et la fiabilité des résultats dans leur ensemble.

Il est important d'ajouter ici que, autant que possible, l'évolution des traceurs doit être effectuée le long de la colonne d'eau. Nous avons montré que l'utilisation d'un modèle « multicouches » sur le profil du lac est une meilleure approche que celle d'un modèle homogène pour l'utilisation des bilans de masse combinés aux variations de ^{222}Rn et des isotopes stables de l'eau afin de déterminer les interactions lac-eaux souterraines. En effet, le modèle « multicouches » permet de ne pas sous-estimer l'apport dans certaines couches du lac de volume plus petit (comme par exemple la partie profonde du lac Lacasse) et de localiser les entrées d'eaux souterraines sur la verticale. Quant au modèle homogène mais calé sur des valeurs pondérées par le volume des couches, il peut être utilisé pour estimer l'ordre de grandeur des apports souterrains. Nous avons donc démontré qu'il est nécessaire de mesurer l'évolution des traceurs sur la colonne d'eau et pas seulement au niveau de l'exutoire, comme ceci est fait dans de nombreuses études, car celui-ci ne représente que la géochimie moyenne de la couche de surface du lac. Cette étude prouve donc qu'un suivi précis de la composition géochimique du lac met en évidence les changements dans les flux d'eaux souterraines dans le temps et permet de mieux comprendre la dynamique d'un lac connecté aux eaux souterraines.

Finalement, le bilan hydrologique du lac Lacasse a été établi et a souligné que ce lac est contrôlé en moyenne à 70% par les apports en eaux souterraines qui permettent, aujourd'hui, un renouvellement rapide des eaux du lac. Cette étude a, de plus, permis de caler l'évolution des apports souterrains dans le lac sur l'année hydrologique. Les sorties du lac ont principalement lieu en surface bien qu'une petite partie des eaux du lac viennent alimenter l'aquifère souterrain. La réponse rapide du lac aux changements de niveaux de nappe via les apports souterrains en fait un lac d'étude particulièrement intéressant pour la résolution des nombreuses incertitudes qui pèsent encore sur l'évolution de la recharge face aux changements climatiques et anthropiques dans des régions comme le Québec. Cette étude reste cependant ponctuelle et se base sur seulement une année hydrologique. Pour des conclusions robustes quant au devenir de ce lac, il est maintenant nécessaire de changer d'échelle de temps et d'effectuer un suivi à plus long terme.

CHAPITRE IV

SENSIBILITE DES LACS DE KETTLE FACE AUX CHANGEMENTS CLIMATIQUES ET ENVIRONNEMENTAUX FUTURS AU QUEBEC

4.1. Introduction du chapitre IV

Dans les deux chapitres précédents, nous avons vu que les petits lacs de kettle sont plus ou moins sensibles à des changements quantitatifs et qualitatifs des eaux souterraines en fonction de leur pourcentage d'apports par les eaux souterraines. De plus, l'évolution des apports souterrains dans un lac « témoin » a été quantifiée sur une année hydrologique en fonction des fluctuations saisonnières des paramètres de son bilan hydrologique.

Parallèlement, il a été montré que la signature isotopique des eaux est une empreinte du cycle hydrologique du lac à long terme car elle enregistre les fluctuations des paramètres de son bilan hydrologique au fil du temps. Cet indice permet donc de prédire quelle sera l'évolution à long terme d'un lac, étant donné les variations intrinsèques de chaque paramètre de son bilan, dont les flux souterrains.

Dans ce quatrième chapitre, nous proposons d'anticiper quelle pourrait être l'évolution isotopique des lacs en fonction de différents modèles climatiques récents et de leur influence sur les paramètres de leur bilan hydrologique, tout en forçant les apports souterrains selon des scénarios de recharge déjà publiés pour le Québec. Ceci nous permettra de discuter dans quelles mesures les lacs seront sensibles aux variations de recharge future et si les isotopes stables de la molécule d'eau pourraient être utilisés comme indices précurseurs de ces variations. Le but de ce chapitre est de déterminer l'impact des changements climatiques et environnementaux futurs sur l'hydrochimie des lacs.

4.2. Impacts des changements futurs sur la géochimie des lacs

Résumé de l'article 3

À l'échelle mondiale, les lacs subissent de plus en plus de pressions dues à l'impact anthropique grandissant d'une population croissante. En conséquence, de nombreux lacs présentent aujourd'hui une baisse de leur qualité. Des études récentes ont mis en évidence que le réchauffement climatique et le changement futur de l'utilisation de l'eau devrait accentuer le processus de baisse de qualité et possiblement d'eutrophisation des lacs. L'évolution de la géochimie d'un lac dépend de son bilan hydrologique, dont un des paramètres est le flux d'eaux souterraines. Les eaux souterraines influencent les écosystèmes lacustres, mais aussi leur sensibilité aux changements climatiques et environnementaux et donc leur résilience. Cependant, les interactions entre les lacs et les eaux souterraines ne sont pas encore bien connues et donc souvent ignorées dans les études. L'amélioration de la caractérisation de ces échanges est aujourd'hui nécessaire pour la préservation, la restauration et la gestion durable des lacs.

Dans notre étude, des petits lacs connectés aux eaux souterraines ont été choisis pour tester l'influence des variations de recharge, suivant deux scénarii d'évolution climatique RCP 4.5 et 8.5, sur leur géochimie. Les résultats montrent que, au pas de temps annuel, l'évolution de la composition isotopique des lacs dépend de quatre paramètres principaux: l'emplacement (et donc les conditions climatiques), le bassin versant (qui impacte l'intensité de variation des flux d'eaux souterraines vers les lacs), le volume (qui influe sur la dispersion des résultats) et le pourcentage des eaux souterraines dans les entrées totales des lacs (le *G-index*). De plus, la sensibilité de la composition isotopique des lacs face à des changements de recharge est principalement contrôlée par le « G-index ». Ainsi les lacs seront plus sensibles aux changements futurs de recharge s'ils ont un G-index compris entre 50 et 80%. Les tendances mensuelles de la signature isotopique des lacs sont également discutées : elles

montrent que l'évolution annuelle de la composition isotopique peut être atténuée ou même gommée par des variations de recharge mensuelles opposées au cours d'une même année. Il est également évalué que la qualité des lacs connectés aux eaux souterraines pourra être affectée à l'avenir, dépendamment de l'emplacement du lac et de l'intensité du changement de recharge.

Impacts of changes in groundwater recharge on lake isotopic composition and geochemistry: insights for sustainable management

Up to be submitted in Hydrology and Earth System Sciences

M. Arnoux^{1,2}, F. Barbecot¹, E. Gibert-Brunet², J. Gibson³, A. Noret²

¹ GEOTOP, Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, Canada H3C 3P8

² GEOPS, UMR 8148, CRNS-Université Paris Sud XI, Orsay, France

³ Alberta Innovates Technology Futures, 3-4476 Markham Street, Victoria, BC V8Z 7X8, Canada

Abstract

Lakes are coming under increasing pressure due to widespread anthropogenic impacts from rapid development and population growth. Accordingly, many lakes today are undergoing a systematic decline in water quality. Recent studies have highlighted that global warming and the subsequent change in water use may further enhance the eutrophication process in lakes. Lake evolution depends strongly on hydrologic balance and therefore on groundwater connectivity. Groundwater also influences the sensitivity of lacustrine ecosystems to climate and environmental changes, and governs their resilience. However, interactions between lakes and groundwater are often poorly characterized and frequently ignored in water and biogeochemical budgets. Improved characterization of groundwater exchange with lakes is needed today for lake preservation, lake restoration, and for sustainable management of lake water quality into the future.

In our study, small, groundwater-connected lakes were chosen to simulate changes in water balance and water quality expected under future scenarios of climate change, namely: RCP 4.5 and RCP 8.5. Contemporary baseline conditions, including isotope mass balance and geochemical characteristics were determined prior to the trials based on an intensive field-based research program. Results highlight that the future trend of lake geochemistry and

isotopic composition will depend on four main parameters: the location (and therefore climate conditions), the lake catchment (which impact the intensity of the flux change), the lake volume (which impact the range of variation) and the lake G-index (the percentage of groundwater in the total lake inflows), the latter being the dominant control on water balance conditions as revealed by sensitivity of lake isotopic composition. Based on these model simulations, stable isotopes appear to be especially useful for detecting changes in recharge to lakes with a G-index between 50% and 80%, but response is non-linear. Simulated monthly trends reveal that evolution of annual lake isotopic composition can be smoothed by opposite monthly recharge fluctuations. It is also shown that changes in water quality in groundwater-connected lakes depends significantly on lake location and the recharge change intensity.

1. Introduction

For decades, climate change, combined with rapidly expanding urban, industrial, and agricultural water needs, have placed increasing stress on water resources and, in particular, on groundwater resources. Future pressure on these resources is likely to be even more pronounced, as groundwater may be increasingly exploited to enhance water supply and to alleviate the worsening drought situation in some arid regions (Dragoni and Sukhija, 2008). Many studies have suggested that sustainable use of groundwater resources has to be based, among other things, on a reliable assessment of recharge, which significantly controls its evolution. Aquifer recharge refers to the quantity of water reaching the saturated zone of an aquifer, and therefore, replenishing the groundwater table. Unfortunately, in many areas worldwide, recharge rates are often poorly known at a regional scale (Rivard *et al.*, 2013). While aquifer recharge is crucial to support sustainable management of regional groundwater resources, it is difficult to estimate accurately, owing mainly to limited data availability, and limits inherent in the estimation methods and field measurements (Rivard *et al.*, 2013). Recharge rates are governed by geology (including soil properties), land surface features (including topography, land cover and land use), and climate (atmospheric forcing). A thorough literature review on the various existing techniques to quantify groundwater recharge is

provided in Scanlon *et al.* (2002) and Healy (2011). Many methods can be used to estimate groundwater recharge such as water-budget methods, modelling methods, tracer methods and methods based on surface-water studies. This latter type is based on the estimation of discharge flow to surface water mainly by streambed seepage determination, streamflow duration curves or streamflow hydrograph separation (Scanlon *et al.*, 2002). Then, to obtain the recharge amount (in mm/yr), measured or estimated discharge flow is often divided by the surface drainage area at the measurement site. This procedure assumes that aquifer limits coincide with watershed boundaries and consequently, that the area of the aquifer that contributes to groundwater discharge is equal to the surface drainage area (Kuniansky, 1989; Rutledge, 1998, 2007). However, this assumption has to be considered carefully as groundwater basins and watershed boundaries can drastically differ (Tiedeman *et al.*, 1997). Miscalculation of the aquifer contributing area will lead to a proportional error in recharge estimates.

The discharge flow calculation method to estimate recharge is commonly used for streams although is less commonly used for surface water bodies, probably due to the greater difficulty of groundwater discharge quantification. However, in recent years, some studies have proved that groundwater flows to lakes can be reliably quantified. Interactions between lake and groundwater depend on geology, soil and sediment properties and also hydraulic gradient, which is strongly dependent on climatic conditions and recharge. Indeed, interactions between lakes and groundwater are driven by the time-dependent groundwater recharge and also are closely connected to water mass transport at the lake surface by precipitation and evaporation, which are both characterized by high temporal variability (Winter, 1999). Therefore, a variation in groundwater fluxes may indicate a change in recharge on the lake's catchment (Meinikmann *et al.*, 2013). Therefore, in this study, it is assumed that the recharge fluctuation is the main parameter influencing groundwater fluxes into lakes and thus a percentage of recharge change will lead to the same percentage of change of groundwater fluxes to lakes.

In Quebec (Canada), more than ten percent of the surface is covered by freshwater with more than one million lakes known to be, in many cases, connected to underlying aquifers. However, interactions between lakes and groundwater are highly dynamic during the

year and, even if it is now possible to quantify groundwater inflow with a reasonable degree of confidence, it is difficult to determine how and to what extent lakes can be sensitive to change in groundwater recharge. The lake water isotopic composition has been proved to be particularly useful for determining water balance parameters controls under changing conditions. For example, as shown in Turner *et al.* (2010), lake isotopic composition can highlight that (i) reduced winter precipitation could cause snowmelt-dominated lakes to become rainfall-dominated lakes or (ii) under conditions of a longer ice-free season, mainly rainfall-dominated but also potentially snowmelt-dominated lakes may turn into evaporation-dominated lakes. Moreover, among all the methods used to quantify groundwater inflow to lake, isotopic balances appears well adapted for quantifying groundwater flux variations on seasonal and yearly time scales (Arnoux *et al.* 2017a). Therefore, water stable isotopes are expected to be very useful for monitoring seasonal and inter-annual variations in the waters budget under changing conditions.

Assessing climate change impacts on aquifer recharge is not straightforward due to the complexity of processes and interactions involved (Crosbie *et al.*, 2013). The effect of climate change on groundwater recharge varies greatly between regions and is predicted to shift differentially under various climate scenarios and models (Jyrkama and Sykes, 2007; Levison *et al.*, 2014). In Canada, highly variable recharge rates have been proposed in previous studies. For example, various recharge predictions were estimated for the 2050 horizon (mainly the period 2041-2070) relative to modern (2000-2015) or past recharge rates (1950-2010) depending on various study sites, scenarios and models: +10 to +53% in the Grand River watershed, Ontario (Jyrkama and Sykes, 2007); -41 to +15% in Chateauguay River watershed, Quebec (Croteau *et al.*, 2010), -6 to +58% in the Otter Brook watershed, New Brunswick (Kurylyk and MacQuarrie, 2013), -4 to +15% at Cover Hill, Quebec (Levison *et al.*, 2014), +14 to +45% in the Annapolis Valley, Nova Scotia (Rivard *et al.*, 2014), -28 to +18% in the Magdalen islands, Quebec (Lemieux *et al.*, 2015). These result differences depend mainly on study sites, scenarios and models.

Recharge fluctuations can also impact lake water quality by changing the groundwater fluxes which are closely linked to phosphorous (P) loads to lakes. It is known that lake water

quality is mainly driven by variations in phosphorous loads, since it plays a critical role in limiting lake primary productivity and algal biomass which regulate lake trophic status. Increasing P concentration in the water column is the primary factor responsible for accelerated eutrophication and associated algae blooms (Schindler, 1977; Wang et al., 2008). At sites without urban drainage or point sources such as sewage treatment plants, domestic waste from septic systems may represent the most important anthropogenic source of phosphorus to recreational lakes on the Canadian Shield (Dillon et al. 1993). Increases in shoreline development and population, added to groundwater fluxes variations, can clearly impact lake quality but still remain to be defined.

For the present study, 10 lakes of southern Quebec were sampled to quantify their yearly groundwater inflows (see Arnoux et al., 2017a for more details) and one of these lakes was sampled during the course of a year to quantify its monthly groundwater inflows (see Arnoux et al., 2017b for more details). The main objectives of this study are (i) to determine how groundwater recharge changes in the future can affect lake water balance and geochemistry, and (ii) to assess whether stable isotopes might be an effective tool for detecting lakes that are susceptible to change, or are undergoing changes in water balance and water quality. To assess these objectives, seasonal models were established to describe water and isotopic budgets of several lakes, and then the models were forced with future climate data from predictive global models, on yearly and monthly time scales, to simulate anticipated conditions. Climate outputs of the Canadian Regional Climate Model were used, based on scenarios RCP 4.5 and RCP 8.5 (IPCC, 2014). Different recharge scenarios, which translate into changes in groundwater inflow, were then tested to determine changes in water budget and isotopic evolution of the lakes. Predicted changes in recharge were then compared to predicted population growth in the study areas to discuss lake quality evolution. After determining the lake geochemical signature evolution, we can define how lakes connected to groundwater can be used to identify changes in groundwater recharge, and whether or not the isotopic composition of lakes can serve as an effective indicator of change or variability.

2. Method

2.1. Study sites

The 10 chosen lakes are located in four regions of southern Québec which are characterized by contrasting climatic conditions: Laurentides (LAU), Outaouais (OUT), Abitibi-Témiscamingue (AT) and Saguenay-Lac –Saint-Jean (SAG). These kettle lakes, set in coarse grained (sand/gravel) fluvioglacial deposits, are specifically targeted in this study, because (i) they are small enough to be sensitive to environmental changes on a short time scale, (ii) they do not have permanent surface inflow streams and so are largely groundwater dependent, (iii) they generally contain predictable and uniform geomorphological features, and (iv) they are likely connected to shallow, unconfined aquifers (Arnoux et al. 2017a (Isokangas *et al.*, 2015). Kettle lakes originate as depressions in the landscape formed after the melting of ice blocks buried in the ground and left after glacier retreat during the Late Glacial to Holocene transition period (from -12 to -7 kyr). These kettle holes, becoming kettle lakes when they are filled by water, are mainly found in fluvioglacial deposits such as outwash plains, deltas, eskers, and kame terraces (Benn and Evans, 2011). The Figure 4.1 shows the location of the 10 lakes analyzed here. Their main characteristics are described in Table 4.1.

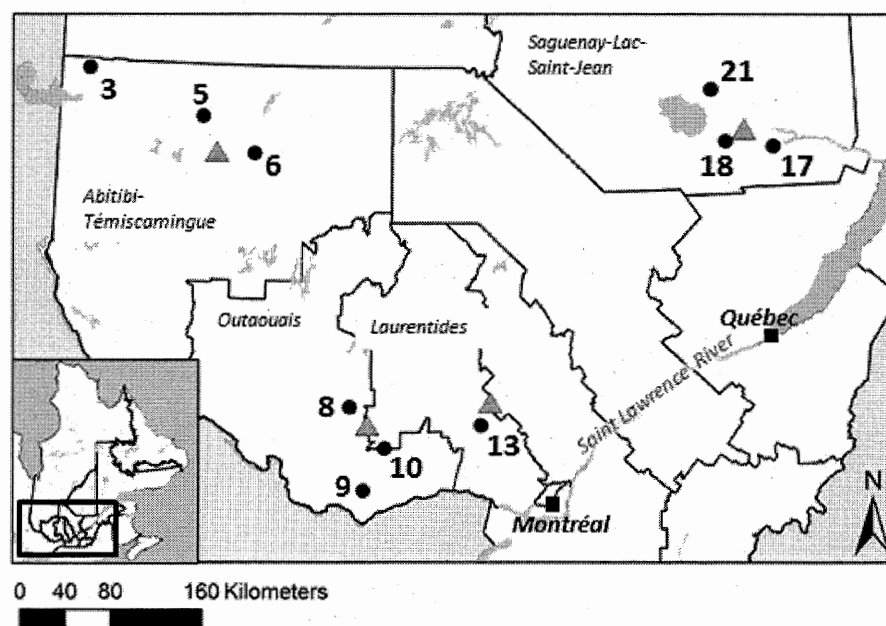


Figure 4.1. Localisation of the study lakes (circles) and point grid of climate data (triangles).

Table 4.1. Main lake characteristics.

Region	ID	Lake name	Lake surface	Lake volume	Catchment Area
			10^3 m^2	10^3 m^3	
LAU	13	Lacasse	27	67	148
SAG	18	Beau	42	271	364
		Portage			
SAG	17	Girard	67	679	211
SAG	21	Ludovic	94	400	1829
AT	6	Clair	115	695	2646
AT	5	Paix	41	97	796
AT	3	Sauvage	44	142	89
OUT	10	Lachigan	33	142	336
OUT	8	Lacroix	236	1080	772
OUT	9	Lanthier	25	125	1134

2.2. Lake isotopic composition

2.2.1. Sampling

For each lake, water samples were retrieved during two field campaigns conducted in June-July and October-November 2014. When physicochemical parameters, measured in-situ along the water column, revealed a well-mixed lake, the lake was considered as homogeneous and only one sample was collected close to the lake bottom in its deepest part. Otherwise, for stratified periods, two samples were collected: one from the top of the epilimnion, and one from at the base of the hypolimnion, in order to obtain the complete isotopic composition range of variation. Whenever possible, groundwater was sampled in private wells located in the vicinity of the studied lakes. Tap water samples from residential wells were collected after purging approximately three well volumes, which provided untreated water samples.

One of these lakes, Lake Lacasse, was sampled in more detail during year 2015-2016. Water samples were collected from the lake at two weeks to one month intervals, mainly at the deepest part of the lake, at 1 to 2 meters interval depths in order to monitor the vertical heterogeneity of the water column. Groundwater was sampled twice from 8 private wells in the vicinity of the lake (see Arnoux et al, 2017b for more details).

Samples were transported in a cooler, and subsequently stored at 5°C until analyses were performed. Water stable isotopic compositions were measured with a Laser Water Isotope Analyser (OA ICOS DLT, Los Gatos Research, now ABB) at the GEOPS Laboratory (University of Paris-Sud/Paris-Saclay, France). The accuracy of measurements is ± 1 ‰ for $\delta^2\text{H}$ and ± 0.2 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$. Results are reported in δ values, representing deviations in per mil (‰) from the isotopic composition of the international standard (Vienna Standard Mean Ocean Water, VSMOW), such that $\delta^2\text{H}$ or $\delta^{18}\text{O} = ((R_{\text{sample}}/R_{\text{VSMOW}}) - 1) \times 1000$, where R refers to $^2\text{H}/\text{H}$ or $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios.

2.2.2. Water mass balance

Lake water budget is defined as:

$$\frac{dV}{dt} = I - E - Q \quad (\text{Eq. 4.1})$$

where V is the volume of the lake (m^3); t is time (days); E is evaporation ($\text{m}^3.\text{day}^{-1}$); I is the instantaneous inflow ($\text{m}^3.\text{day}^{-1}$), corresponding to the sum of upstream surface inflow I_S (zero for the studied lake), runoff from the catchment area I_R (considered negligible), groundwater inflow I_G and precipitation on the lake surface P ; Q is the instantaneous outflow ($\text{m}^3.\text{day}^{-1}$) which is the sum of surface Q_S and groundwater Q_G outflows. Under constant atmospheric and hydrologic conditions, steady state is assumed, implying that $dV/dt=0$ and thus, groundwater inflow is: $I_G=Q_S+Q_G+E-P$ for the entire lake.

2.2.3. Stable isotopic mass balance

Considering water stable isotopes, the lake isotopic mass balance is:

$$V \frac{d\delta_L}{dt} + \delta_L \frac{dV}{dt} = I\delta_I - E\delta_E - Q\delta_Q \quad (\text{Eq. 4.2})$$

where δ_L is the isotopic composition of the lake; δ_I , δ_S , δ_R , δ_G and δ_P are the isotopic compositions of total inflow and its components (upstream surface inflow, runoff, groundwater inflow and precipitation, respectively); and δ_Q , δ_{QS} and δ_{QG} are the isotopic compositions of the total outflow and its components (surface and groundwater outflow, respectively). The isotopic composition of evaporating water (δ_E) was estimated using the Craig and Gordon (1965) model, expressed by Gonfiantini (1986) as:

$$\delta_E = \frac{(\delta_L - \varepsilon^+) / \alpha^+ - h\delta_A - \varepsilon_K}{1 - h + 10^{-3}\varepsilon_K} \quad (\text{Eq. 4.3})$$

where h is the relative humidity at the lake surface; δ_A is the local isotopic composition of the atmospheric moisture (‰); $\varepsilon^+ = (\alpha^+ - 1) * 1000$ is the equilibrium isotopic separation (‰); α^+ is the equilibrium isotopic fractionation and $\varepsilon_K = C_K(1 - h)$ is the kinetic isotopic separation (‰), with C_K is the ratio of molecular diffusivities between heavy and light molecules (Gibson et al., 2015).

In this study, we considered C_K values representative of fully turbulent wind conditions and a rough surface for both oxygen ($C_K = 14.2\%$) and hydrogen ($C_K = 12.5\%$) based on experimental data (Horita et al., 2008). For calculating equilibrium fractionation factors, experimental values of Horita and Wesolowski (1994) were used:

$$\alpha^+({}^{18}O) = \exp(-7.685/10^3 + 6.7123/T - 1666.4/T^2 + 350410/T^3) \quad (\text{Eq. 4.4})$$

$$\alpha^+({}^2H) = \exp(1158.8 \times T^3/10^{12} - 1620.1 \times T^2/10^9 + 794.84 \times T/10^6 - 161.04/10^3 + 2999200/T^3) \quad (\text{Eq. 4.5})$$

where T is temperature (K). The isotopic composition of atmospheric moisture (δ_A , ‰) is calculated assuming equilibrium isotopic exchange between precipitation and vapor:

$$\delta_A = \frac{\delta_P - \varepsilon^+}{1 + 10^{-3} \varepsilon^+} \quad (\text{Eq. 4.6})$$

where δ_P (‰) is the mean annual isotopic composition of precipitation.

Assuming well-mixed conditions in the lake, substitution of Eq. 4.3 into Eq. 4.2 yields:

$$V \frac{d\delta_L}{dt} + \delta_L \frac{dV}{dt} = P\delta_P + I_G\delta_G - Q\delta_L - \frac{E}{1 - h + 10^{-3} \varepsilon_K} \left(\frac{\delta_L - \varepsilon^+}{\alpha^+} - h\delta_A - \varepsilon_K \right) \quad (\text{Eq. 4.7})$$

A steady state was assumed, such that $dV/dt=0$. Eq. 4.7 can therefore be simplified to:

$$V \frac{d\delta_L}{dt} = P\delta_P + I_G\delta_G - (P + I_G - E)\delta_L - \frac{E}{1 - h + 10^{-3} \varepsilon_K} \left(\frac{\delta_L - \varepsilon^+}{\alpha^+} - h\delta_A - \varepsilon_K \right) \quad (\text{Eq. 4.8})$$

Thus, resolving this calculation allow the determination of the isotopic composition of the lake water at time $t+dt$, expressed as a function of its value at the previous time step t and two established parameters A (‰.m³) and B (m³):

$$\delta_L^{t+dt} = \frac{A}{B} + \left(\delta_L^t - \frac{A}{B} \right) \exp\left(-\frac{B}{V} dt\right) \quad (\text{Eq. 4.9})$$

with

$$A = P\delta_P + I_G\delta_G - \frac{E}{1 - h + 10^{-3} \varepsilon_K} \left(-h\delta_A - \varepsilon_K - \varepsilon^+ / \alpha^+ \right) \quad (\text{Eq. 4.10})$$

$$B = P + I_G - E \left(1 - \frac{1}{\alpha^+ (1 - h + 10^{-3} \varepsilon_K)} \right) \quad (\text{Eq. 4.11})$$

The monthly mean isotopic composition of precipitation (δ_P) was assessed in the 4 regions from Global Network of Isotopes in Precipitation (GNIP) and Program for Groundwater Knowledge Acquisition (PACES) datasets. Future trends in δ_P are uncertain, however, they have been shown to be mainly dependent of temperature evolution and local factors (Stumpp *et al.*, 2014) and a recent study in Siberia showed that long term increase of precipitation $\delta^{18}\text{O}$ is close to the detection limit of the tracers ($<1\text{‰}$ per 50 years) (Butzin *et al.*, 2014). Therefore we use monthly current means for our simulations. The mean value of groundwater isotopic composition (δ_G) was determined from the mean groundwater isotopic composition measured in wells, located in the same region and presenting no enrichment due to evaporation. The mean isotopic values used for groundwater are presented in Table 4.2.

Table 4.2. Mean isotopic composition of groundwater obtained for the four regions.

Region	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$
OUT	-11.56	-81.6
LAU	-11.71	-80.9
AT	-14.00	-101.3
SAG	-14.06	-103.1

The uncertainties associated with the Craig and Gordon model in the estimated isotopic composition of evaporating moisture (δ_E) can be important, especially if relative humidity is above 0.8 (Kumar and Nachiappan, 1999). Moreover, a sensitivity analysis of ^{18}O isotope balance of a small lake in Austria (Yehdegho *et al.*, 1997) indicates that for flow-through, groundwater-dominated systems with limited evaporation, the isotopic composition of the lake water and the inflow water are the critical parameters for the overall uncertainty. Horita *et al.* (2008) recommended using time-averaged values of the parameters in the calculation of δ_E for the given period of interest. Therefore, on an annual time step, δ_P is monthly precipitation-flux weighted, except when it is used to estimate δ_A , in this case δ_P is evaporation flux-weighted (Gibson, 2002; Gibson *et al.*, 2015).

At a monthly time scale, monthly values are used for each parameter of the model and evaporation is considered as null only during the ice-covered period. Moreover, during winter, when monthly mean temperature is below zero, precipitation is assumed to be zero in the model. Then, when monthly temperature becomes equal or higher than zero, accumulated precipitation and amount-weighted δ_P are added to the calculation during the melt period.

2.3. Evolution scenarios

2.3.1. Climate models

Regional climate models (RCMs) allow the transfer of large-scale information from their host Global Climate Models (GCMs) to scales that are closer to that of river basins or watersheds. Compared to GCMs, the enhanced horizontal resolution obtained via the dynamical downscaling performed by RCMs results in a more accurate discretization of equations that generally leads to an improvement of the representation of surface forcing, such as those due to topography, large lakes, and coastal regions (Giorgi and Mearns, 1999).

In the present study, we chose the fifth version of the Canadian RCM (CRCM5) which has a 0.44° horizontal grid resolution (approx. 50 km) (Sushama *et al.*, 2010; Martynov *et al.*, 2013; Šeparović *et al.*, 2013). The CRCM5 is a grid-point model based on a two-time-level semi-Lagrangian, (quasi) fully implicit time discretization scheme. The model includes a terrain-following vertical coordinate based on hydrostatic pressure (Laprise, 1991) and an horizontal discretization on a rotated latitude-longitude, Arakawa C grid (Arakawa and Lamb, 1977). From the CRCM4, changes have been introduced in CRCM5, as for example evolution in the planetary boundary layer parameterization to suppress both turbulent vertical fluxes under very stable conditions and the interactively coupled one-dimensional lake model (Flake) (Mironov *et al.*, 2010; Martynov *et al.*, 2012). CRCM5 uses the Canadian Land-Surface Scheme (CLASS, version 3.5) (Versegny, 1991). A detailed description of the model used here can be found in Martynov *et al.* (2013) and Šeparović *et al.* (2013).

The CRCMs were driven by the second-generation Canadian Earth System Model (CanESM2, improved from CanESM1 (Arora *et al.*, 2011)), developed by the Canadian Center

for Climatic Modeling and Analysis (CCCma). It consists of a fourth-generation atmospheric general circulation model CanAM4 coupled with (i) the physical ocean component OGCM4 developed from the NCAR CSM Ocean Model (NCOM) (Gent *et al.*, 1998), (ii) the Canadian Model of Ocean Carbon (CMOC) (Christian *et al.*, 2010) and (iii) Canadian Terrestrial Ecosystem Model (CTEM; Arora and Boer, 2010). The CanAM4 is a spectral model employing T63 triangular truncation with physical tendencies calculated on a 2.81 linear grid and 35 levels in the vertical (Arora *et al.*, 2011).

2.3.2. Climate data

Four greenhouse gas concentration scenarios (Representative Concentration Pathways, RCP) have been adopted by the IPCC for its fifth Assessment Report (AR5) in 2014: RCP 2.6, RCP 4.5, RCP 6.0 and RCP 8.5. The selected scenarios for the present study are RCP 4.5 and RCP 8.5, for which predicted climate data are available until 2100. RCP 4.5 scenario considers that long-term global emissions of greenhouse gases and land-use-land-cover stabilizes radiative forcing at 4.5 W/m² (approximately 650 ppm CO₂-equivalent) by the year 2100 without ever exceeding that value. RCP 8.5 scenario corresponds to the highest greenhouse gas emissions pathway scenario with gas emissions and CO₂ concentrations increasing considerably over time and thus leading to a radiative forcing of 8.5 W/m² at the end of the century (approximately 1370 ppm CO₂-equivalent). The defining characteristics of these scenarios are enumerated in Moss *et al.* (2010).

In order to connect these RCP forecasting to our study and for trend visualization, we plotted box plots of yearly means data in Figure 4.2. Based on previous literature on recharge changes (see part 2.2.3.), a reference period (2010-2040) is compared to a future period (2041-2071). It is noted that both evaporation and temperature display increases between the reference and future periods for both scenarios, although this is more pronounced for RCP 8.5. Moreover, precipitation and relative humidity do not show clear trends. However, it seems that precipitation variability will increase overall for both scenarios, although this is more pronounced for RCP 8.5. Moreover, the southern regions (*i.e.* OUT and LAU) have a higher temperature than the northern ones (*i.e.* AT and SAG) and precipitation is higher in the LAU

than for the other three regions. On a monthly time scale in LAU region (data not shown), surface temperatures show an increasing trend every month whereas evaporation increases mainly during summer and stays relatively constant the rest of the year. Meanwhile, precipitation does not show any clear trends. However, as temperatures increases in winter, melt periods likely will shift more often to earlier in the year.

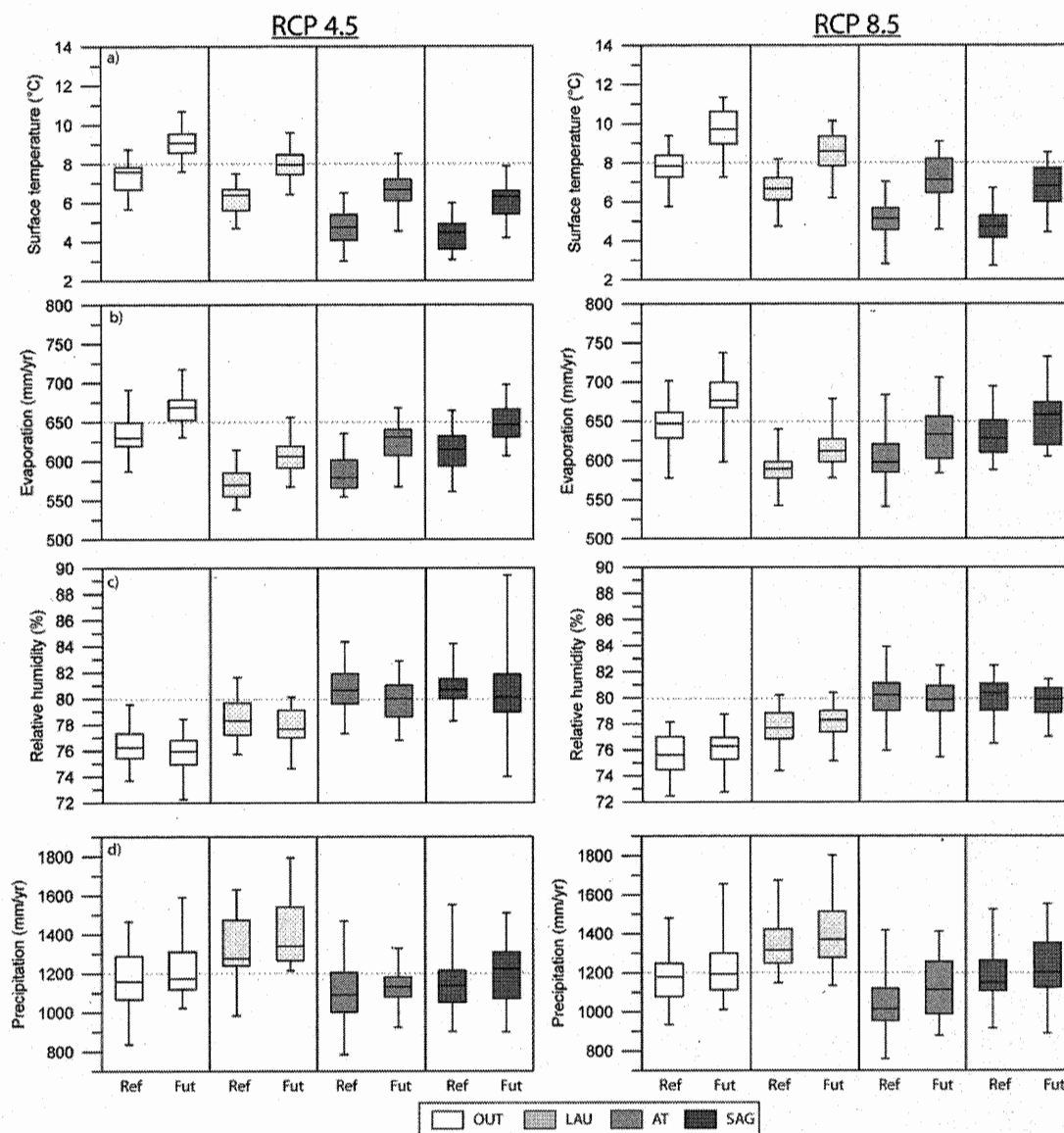


Figure 4.2. Box plots of climate data for the reference period (Ref; 2010-2040) and future period (Fut; 2041-2071) obtained from CRCM5-CanESM2 with RCP 4.5 (left) and RCP 8.5 (right) scenarios for the four different study areas. The variables are: a) surface air temperature, b) surface water evaporation (obtained from surface heat flux), c) surface relative humidity (obtained from surface specific humidity) and d) precipitations (Martynov *et al.*, 2013; Šeparović *et al.*, 2013).

2.3.3. Recharge evolution

The mean annual recharge over each lake basin was obtained by divided the lake drainage area by the calculated mean annual groundwater inflow to the lake (Meinikmann *et al.*, 2013). In our study, the recharge evolution is thus expressed in terms of changes in groundwater inflow to lakes.

In the first step, the recharge is assumed to be constant for the 2006-2014 period and adjusted to fit the calculated lake isotopic compositions with the measured ones. In the second step, the study of Rivard *et al.* (2014) was chosen for the simulation of recharge scenarios since this study focusses on Annapolis Valley (Nova Scotia, Canada), not far from southern Quebec and with a similar latitude, geology and climate. Therefore, the recharge dynamics in the future defined for Annapolis valley are assumed to be similar to the ones occurring at our study sites. Rivard *et al.* (2014) found that all scenarios predict an annual recharge to the aquifer from +14 to +45% higher than it currently receives. They also predict, on a seasonal basis, that the recharge will experience (i) a marked decrease in summer (from 4 to 33%) and (ii) a spectacular increase in winter (more than 200%) due to an earlier starting date of the melt period.

In the following section, we focus firstly on monthly lake isotopic composition evolution (Part 1) and secondly on yearly lake isotopic composition evolution (Part 2). Monthly and yearly values are compared between the two standard periods, i.e. for reference (2010-2040) and future (2041-2071) periods.

For the first part of the study, the Lake Lacasse, located in the LAU region, has been chosen since it was subject to continuous monitoring (Arnoux *et al.*, 2017b). Thus, its groundwater inflow and variability has already been well-constrained during the year 2015-2016 (Figure 4.3 b). The model was run from 2006 to 2071 and four different scenarios of recharge evolution were applied to the 2041-2071 period, following the predictions of Rivard *et al.* (2014) for scenarios S1 and S2, as described below.

- NC: no change in recharge (groundwater inflow follows the pattern described on Figure 4.3, obtained from Arnoux et al., 2017b);
- S0: a recharge decrease of 33% during summer (from June to October);
- S1: a 200 % increase of recharge during the melt period (from January to March) and a 4% decrease in summer;
- S2: a 200 % increase of recharge during the melt period and a 33% decrease in summer.

For the second part, three scenarios of annual recharge evolution have been tested, following the predictions of Rivard *et al.*, (2014): (NC) no change, (Low) a 14% increase and (High) a 45% increase in mean annual recharge.

2.4. Population evolution

Variations in quantity and/or quality of groundwater feeding lakes can obviously impact lake geochemistry and thus water quality, especially for lakes displaying a high G-index (the percentage of groundwater in the total lake inflows; Arnoux et al., 2017a). Moreover, in Québec rural areas, lake and groundwater quality is likely to be influenced by changes in population density. Quebec population is aging and many non-permanent residences (e.g. cottages) around lakes in rural areas are expected to become permanent ones. In addition, these residences are not connected to any waste water treatment plant which means that owners have their own private wells for drinking water and septic tanks with subsurface seepage beds for waste water. The predicted population changes are summarized in Table 4.3. Population may increase mainly in southern regions OUT and LAU with a mean increase of 24 and 28% respectively (ISQ, 2014). In the following section, scenarios of population growth are compared with scenarios of recharge evolution for each lake to assess their future quality evolution.

Table 4.3. Predicted population evolution in the different study regions in 2036 regarding to 2011 following three different scenarios (ISQ, 2014).

Region	Scenarios		
	Reference (%)	Low (%)	High (%)
OUT	24	13	36
AT	5	0	10
LAU	28	21	34
SAG	0	-4	4

3. Results and discussion

3.1. Monthly evolution of lake isotopic composition

The Figure 4.3 shows the measured and modelled isotopic compositions of Lake Lacasse. It can be observed that the modelled values represent a wider range of variation than the measured ones, it is undoubtedly due to the higher evaporation rate in the climatic model (459 mm) than the one measured during this monitoring period on the field (204 mm). It is also shown that the model gives a higher weight to the contribution of the depleted value of the snow than is realistic. This is probably due to the snow column (which is close to 0°C during the snow melt) being less dense than the lake surface water (which is close to a mean temperature of 4°C) and therefore bypasses the lake and flows rapidly out of the lake outlet. In such a case, the snow does not influence the lake isotopic composition as much as the model predicts. Since similar results are obtained for $\delta^2\text{H}$ values, only the results of $\delta^{18}\text{O}$ from the model will be presented in the following sections.

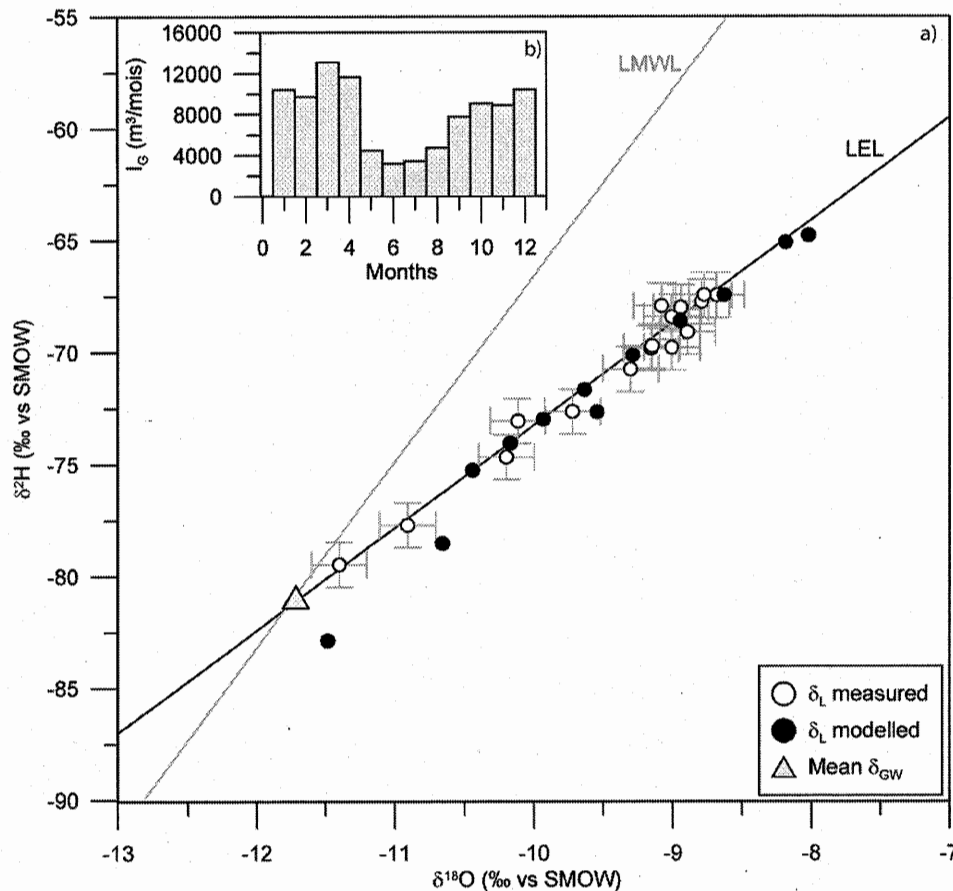


Figure 4.3. a) Isotopic composition of Lake Lacasse between June 2015 and May 2016 measured and modelled following b) the pattern of recharge (R).

Lake Lacasse has mean G-index of 69% during the reference period. Results for monthly simulations, with RCP 4.5 climate data, are illustrated in Figure 4.4. Lake isotopic compositions are not significantly different between reference and future periods if no change is applied to the recharge pattern (Figure 4.4). With scenarios S1 and S2, it can be observed that future $\delta^{18}\text{O}$ is nearly 100% different than reference conditions during the two first months of the year (Figure 4.4). It is at least different for 75% for March but this month shows important new variations during the future period. During the rest of the year, ranges of variations are not completely different but trends can be observed depending on the period of the year.

Indeed, the Figure 4.5 shows the monthly differences between mean lake $\delta^{18}\text{O}$ during the reference period and the mean lake $\delta^{18}\text{O}$ during the future period, for the four scenarios of

recharge evolution. The highest variation during reference conditions is observed in March for S1 (-1 ‰), S2 (-1 ‰) and NC (-0.4 ‰), after the melt period. For S0, the highest change during reference conditions is obtained in September and October (+0.4 ‰), after the evaporation period. For future conditions, the highest difference between winter recharge changes is in February (-0.6 and -0.5 ‰ for S1 and S2 respectively). In the future, this suggests that changes in lake isotopic composition associated with recharge may be highest in February.

As presented in Figure 4.5, during the summer, the following variation can be observed.

- Regarding the reference period: the highest variation will be in August for NC (+0.2 ‰) while it will be in September and October for S0 (+0.4 ‰ for both months) and S2 (+0.2 and +0.3 ‰ in September and October respectively). S1 do not show any variation.
- Regarding the NC future period: the highest change will be in October for S0 (+0.3 ‰) and S2 (+0.2 ‰) and in September for S1 (-0.1 ‰).

Scenario S2, run with the highest changes in recharge, both in summer and winter, highlights that the impact of the decreasing recharge during summer attenuates the important impact of increasing recharge during winter. Indeed, during winter, S1 shows more depleted values than S2 (-0.5 versus -0.4 ‰ in January and -0.8 and -0.7 ‰ regarding reference period for S1 and S2 respectively). Therefore, the more recharge decreases in summer, the more the lake isotopic composition increases in summer because of increased evaporation in the future. Meanwhile, the more recharge increases in winter, the more lake isotopic composition is depleted in winter. Thus, if both phenomena occur during the year, the mean annual lake isotopic composition evolution will be attenuated because they both impact lake isotopic composition in an opposite sense. That is why S1 is the scenario showing the highest variations in annual mean of -3 ‰ against -2 ‰ for S2 and +2 ‰ for S0.

Based on these observations, it appears that isotopic signatures measured at the end of February and September or October will provide information on the greatest changes during the winter and summer periods respectively. The greatest changes in lake isotopic composition are likely to be at the end of the melt period.

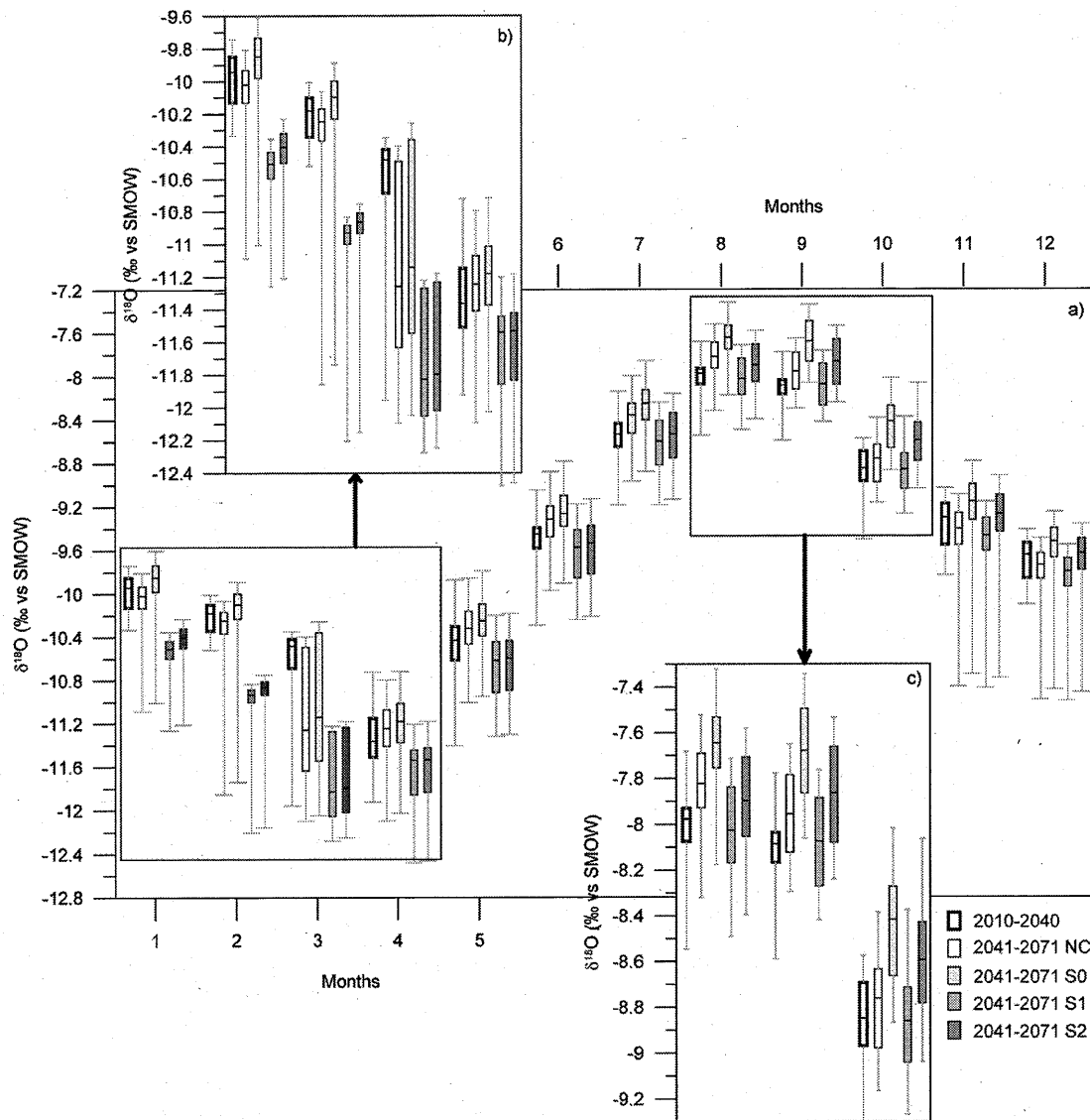


Figure 4.4. a) Monthly box plot of Lake Lacasse isotopic composition, calculated with RCP 4.5 climatic data, for different periods and various recharge patterns : (NC) no change, (S0) -33% in summer (from June to October), (S1) +200 % during melt period (from January to March) and -4% in summer and (S2) +200 % during melt period and -33% in summer; b) zoom on winter; c) zoom on summer.

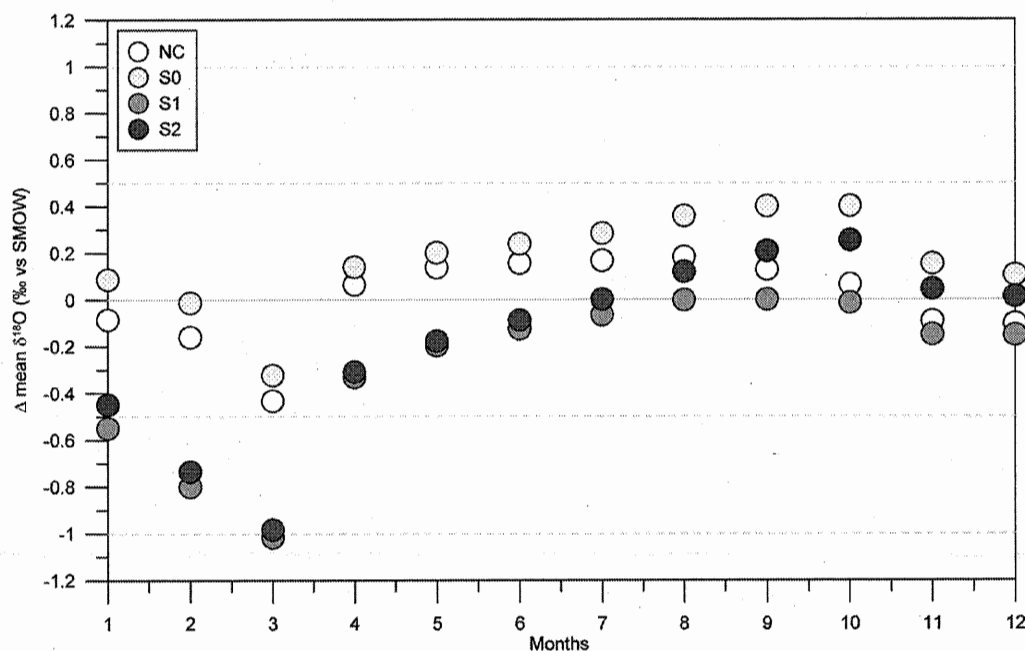


Figure 4.5. Differences between mean lake Lacasse $\delta^{18}\text{O}$ on the reference period and mean lake Lacasse $\delta^{18}\text{O}$ on the future period, for the RCP 4.5 climate scenario and four scenarios of recharge evolution: (NC) no change, (S0) -33% in summer (from June to October), (S1) +200 % during melt period (from January to March) and -4% in summer and (S2) +200 % during melt period and -33% in summer.

Moreover, our simulations show that RCP 4.5 and 8.5 models provide similar results for Lake Lacasse isotopic composition evolution. Figure 4.6 shows the comparison of lake $\delta^{18}\text{O}$ composition for both RCP climate scenarios from 2010 to 2071 assuming the NC recharge scenario. It can be observed in Figure 4.6 that there is a small trend toward a $\delta^{18}\text{O}$ enrichment due to a higher evaporation rate, which is more pronounced for the RCP 8.5 than for the RCP 4.5 scenario. However, on a yearly time scale, the impact of evaporation increase during summer seems to be attenuated by an increase of precipitation during the rest of the year, likely implying that these climate changes result in a nearly non-measurable impact on lake isotopic composition evolution.

Finally, all these results show that extreme caution is required when interpreting trends in lake isotopic composition and that its interpretation requires (i) a minimum background knowledge – at least one year – of lake isotopic composition evolution in relation with its

hydrological balance and (ii) an accurate evaluation of weather data variability in the year of monitoring regarding their annual means for the study lake. A long term recharge change will definitely impact lake isotopic composition but the lake is also sensitive to changes in other water budget parameters, and so it may still be difficult to definitively isolate the effect of recharge over long time periods. As such, it is important also to consider evolution in the yearly mean lake isotopic composition.

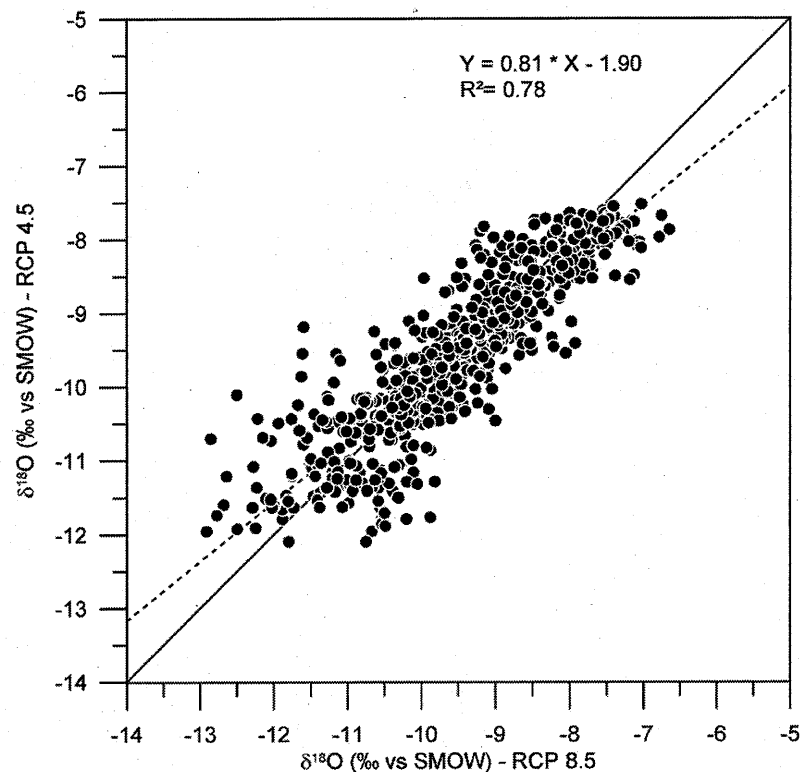


Figure 4.6. Comparison between monthly results in $\delta^{18}\text{O}$ for both scenarios RCP 4.5 and 8.5 for the 2010-2171 period.

3.2. Annual evolution of lake geochemistry

3.2.1. Isotopic signature evolution

The model was run for the 10 study lakes, including Lake Lacasse (Table 4.1 **Erreur ! Source du renvoi introuvable.** for lakes main characteristics). The Figure 4.7 illustrates differences in $\delta^{18}\text{O}$ during the reference period compared to the future period for lakes which have a range of G-indices. It can be observed that, if the recharge is set constant from 2010 to 2071 (NC recharge scenario), there is no significant trend between reference and future period (Figure 4.7) although evaporation shows a significant increase in time. Lack of a trend is probably mitigated by concurrent shifts in precipitation (Figure 4.2). Without considering changes in groundwater inflow, it appears that lake isotopic composition will be at least as much impacted by evolution in precipitation as by evaporation.

Figure 4.7 illustrates that the range of variation of lake isotopic composition depends significantly on climate conditions, lake volumes and their associated G-indices. It can be observed that lakes with a low G-index and a small volume have a higher potential variability in isotopic composition than those with a high G-index and high volume. For example, for two lakes with a similar mean G-index such as Lake Ludovic (SAG; G-index=51%) and Lake Lacroix (OUT; G-index=53%), the former is expected to have a higher spread in isotopic composition than the latter, even though the SAG region will likely have a smaller evaporation increase than the OUT region (Figure 4.2). This difference is due to the lower volume of Lake Ludovic ($V=400 \cdot 10^3 \text{ m}^3$) as compared to Lake Lacroix ($V=1080 \cdot 10^3 \text{ m}^3$; Table 4.1). In addition, when lake have a high G-index, the groundwater flux tends to buffer lake isotopic variations, and so they tend to be less sensitive to changes in climate data. Thus, the dominant control on lake isotopic variability appears to be the G-index. Another example is Lake Lanthier, which has a smaller volume ($V=125 \cdot 10^3 \text{ m}^3$) and a higher G-index (G-index=94%) and therefore shows a limited range of isotopic variation as compared to Lake Lacroix, although both are located in OUT region (Figure 4.7).

If a changing recharge scenario is applied, a decreasing trend in lake isotopic composition is clearly observed (Figure 4.7). However, it is also shown that lakes are sensitive

to large changes in annual recharge (+45%) but the differences are not significant if a smaller change (+14%) is used. Moreover, as the percentage of change in recharge applied in the model is the same for all lakes, it can be observed that the trend intensity will depend on four main parameters: the lake catchment (controls the intensity of the flux change), the region (drives climate condition), the lake volume (impacts the range of variation) and the G-index but a relationship is found only with the latter.

Figure 4.8 illustrates variations in mean lake $\delta^{18}\text{O}$ versus G-index during both reference and future periods. As shown, lake isotopic composition is more sensitive to changes in recharge for G-indices ranging from 50 to 80%, with a maximum of sensitivity for a G-index around 65 %. It can be also observed that RCP 8.5 predicts a more depleted isotopic composition than the ones with RCP 4.5. This implies that for the same recharge scenario, variations in precipitation and melt period may impact the lake isotopic evolution more than precipitation. Finally, the polynomial relation between the two variables in Figure 4.8 highlights that the G-index drives the response of lake isotopic composition to changes in recharge.

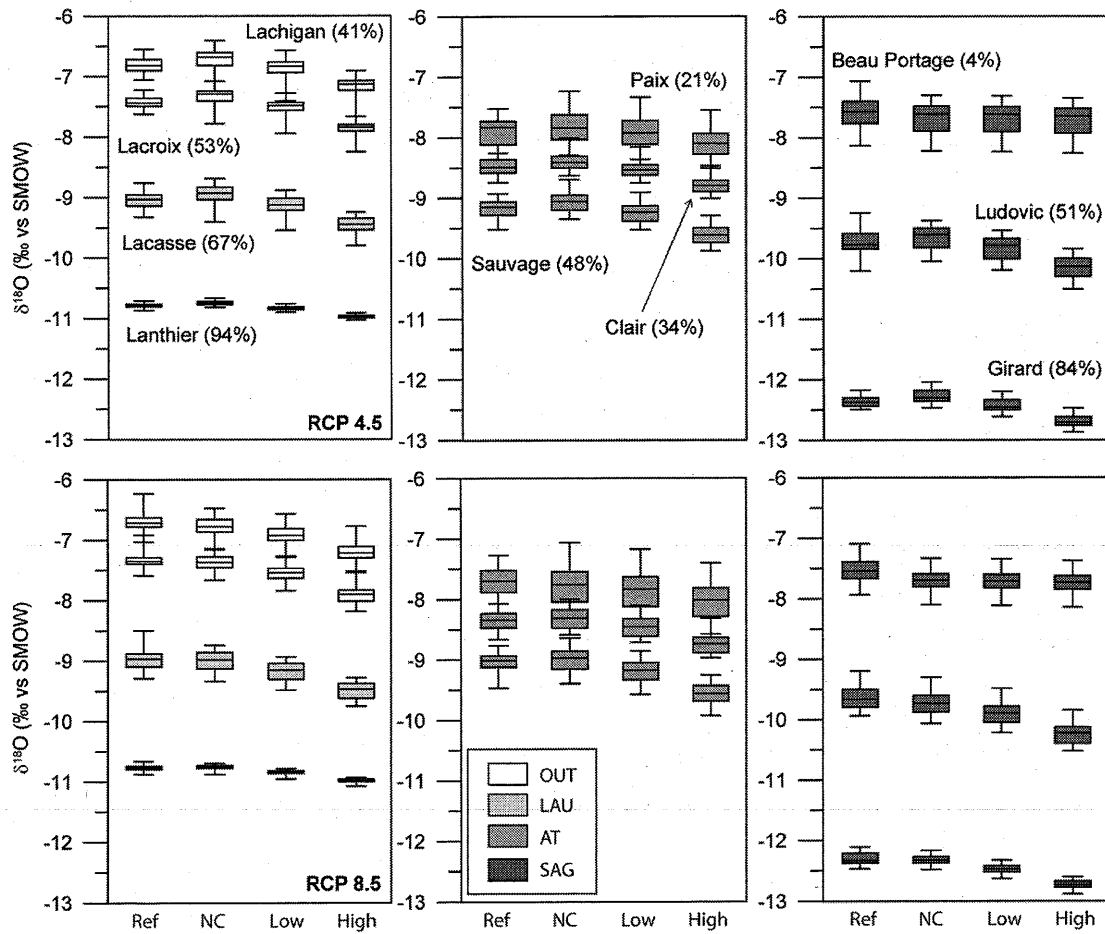


Figure 4.7. Box plot of the reference period (Ref; 2010-2040) of lake $\delta^{18}\text{O}$ composition and three lake $\delta^{18}\text{O}$ composition for future period (2041-2071) corresponding to three different recharge scenarios: no change (NC), +14% (Low) and +45% (High). The values in brackets correspond to the mean G-index (percentage of groundwater flow in the total inflow) for each lake calculated on the reference period.

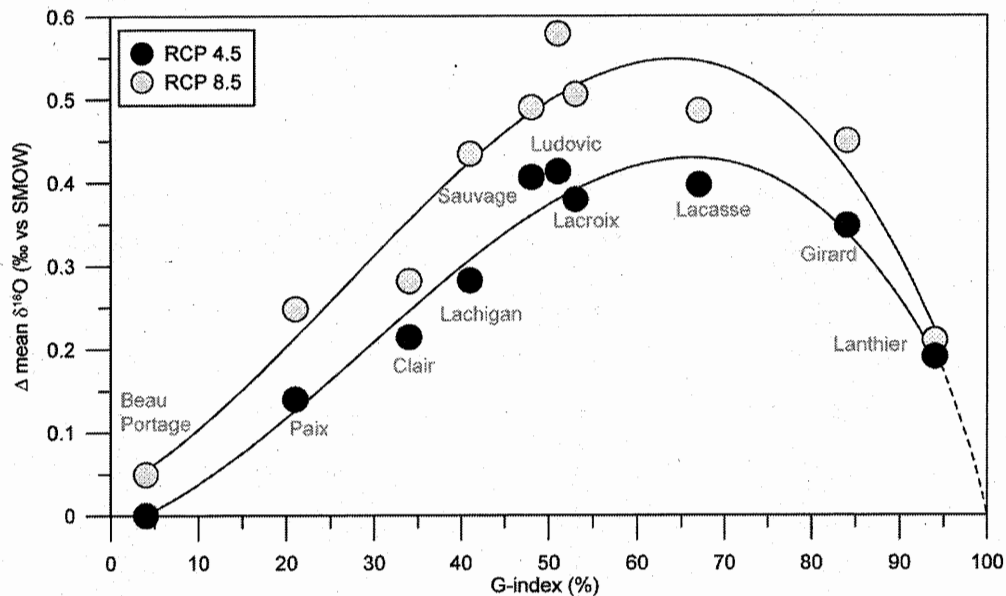


Figure 4.8. Differences between mean lakes $\delta^{18}\text{O}$ on the reference period (2010-2040) and future period (2041-2071), for the higher recharge change scenario, versus lakes G-indices. Both RCPs 4.5 and 8.5 climate scenarios are represented.

3.2.2. Lakes quality evolution

Turning to the predictions of population evolution summarized in Table 4.3, population may increase mainly in the southern regions, OUT and LAU, with a mean increase of 24 and 28% by 2036 respectively (ISQ, 2014). Assuming an identical per capita phosphorous load, total phosphorous load in groundwater originating from waste water should increase by the same percentage.

The contribution to the total phosphorus (P) load from anthropogenic sources to most Canadian lakes comes mainly from domestic sewage (Dillon and Evans, 1993). The total P load from sewage systems is a function of the annual P supply contributed per capita and the demand. As done by Paterson *et al.* (2006), assuming an effluent concentration of 9 mg.L^{-1} (in considering reductions in the phosphate content of detergents) and a daily water usage of $200 \text{ L.capita}^{-1}.\text{day}^{-1}$, the P contribution is estimated as $0.66 \text{ kg.capita}^{-1}.\text{yr}^{-1}$. Investigated lakes in OUT and LAU regions gather inflows from 4 (Lake Lachigan), 53 (Lake Lanthier), 117 (Lake Lacroix) and 17 houses (Lake Lacasse) within their catchments. If two habitants per house are considered, phosphorous loads to groundwater will be increased from 1 to 39 kg.yr^{-1} in the studied lakes in these areas.

Then the impact of this P load increase on lakes can be roughly estimated based on the ratio of change in annual phosphorous load versus annual recharge change, as illustrated by the Figure 4.9. For an increase in recharge, if $\Delta P/\Delta R < 1$, the change in recharge on the catchment and thus the evolution of the groundwater inflow to the lakes will be more important than the phosphorous variation. In such a case, the lake water quality may not be impacted by this P variation. On the other hand, if $\Delta P/\Delta R > 1$, the lake water quality will be impacted and precaution should be taken to prevent a risk of blue-green algae blooms and consequent eutrophication. For our study lakes, if the recharge increases of +14% by 2036, as estimated by Rivard *et al.* (2014), lakes in the LAU and OUT areas will experience a decrease in their water quality. However, if the recharge change is closer to +45% (Rivard *et al.*, 2014), lake quality should not be worse than today, providing all things remain equal and assuming the population evolution forecasts are accurate.

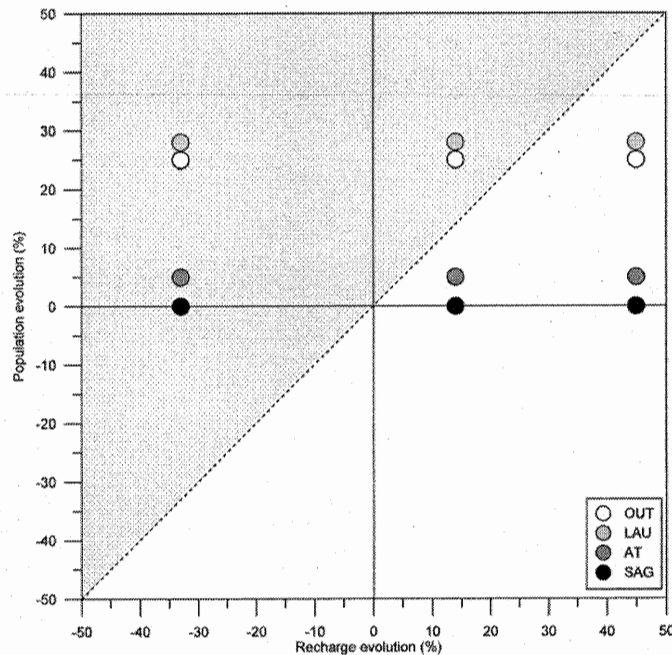


Figure 4.9. Population evolution prediction versus change in recharge. The grey part symbolizes the scenarios for which lakes can be under risk of too important P load and therefore risk of a decrease in water quality.

4. Conclusion

The main objectives of this study were to determine how future evolution in groundwater recharge can affect lakes geochemistry and to assess whether stable isotopes might be an effective tool for detecting lakes that are susceptible to change, or are undergoing changes, in water balance and water quality.

Firstly climate predictions from both RCPs 4.5 and 8.5 scenarios and their impact on future lake isotopic composition have been considered. By the 2050 horizon, temperature and evaporation are going to increase and precipitations exhibit a slight increase trend, all trends being more intense with the RCP 8.5 scenario. On a monthly time step, it has been highlighted that future lake isotopic signature will be more depleted, mainly in March and February regarding the reference period because of an earlier melt period. In summer, lake isotopic composition will be more enriched, mainly in August, due to the higher evaporation rate in the future. However, variations in future regarding the reference period are less important during summer than winter. Scenario RCP 8.5 induces more intense monthly variations but, on a yearly time step, no significant difference on future lake isotopic signature between both scenarios is observed. This means that enrichment caused by evaporation increase compensates depletion induced by precipitation variations. Thus, it is not clear if lakes will be more impacted by evaporation increase or precipitation changes. Therefore, it is recommend being cautious for interpretation of isotopic trends in lakes without having a minimum of background knowledge – for at least one year – on their isotopic composition evolution regarding weather data and their hydrologic balances.

Then, it has been exposed that future lake isotopic composition will also depend on recharge fluctuations in addition to climate conditions. On a monthly basis, the highest impact of recharge evolution on future lake isotopic composition will be in February. Moreover, if recharge decreases during summer, the main difference will be at the end of the summer, after the evaporation period and before the recharge stops decreasing, in September or October. Therefore, if we want to clearly identify future changes in recharge through the lake isotopic signature evolution, only the sampling at the end of February and in September or October will

give us the information of the most important changes for the winter and summer periods respectively.

On an annual time step, modelled evolutions of lake isotopic composition can be clearly sensitive to both +45% and +14% changes in recharge, the latter with nevertheless a lower trend. The future trend intensity of lake isotopic composition will depend on four main parameters: the lake catchment (which controls the intensity of the flux change), the region (which drives climate condition), the lake volume (which impacts the range of variation) and the G-index, the latter being the dominant control on water balance conditions. Based on these model simulations, stable isotopes appear to be especially useful for detecting changes in recharge to lakes with a G-index between 50% and 80%.

It is important to keep in mind that, if both a winter increase and summer decrease in recharge occur during the same year, the mean annual lake isotopic composition trend will be attenuated because seasonal variation impacts it in opposite ways, smoothing the yearly signals. Consequently, if no clear annual trend is observed, it does not mean that recharge is not changing. Nevertheless, mean annual lakes isotopic compositions will be printed by recharge evolution, mainly if it evolves in the same way during the year (decrease or increase). In the light of these results, we strongly suggest to conduct a monthly-based approach since recharge changes can be erased by the compensation of winter and summer fluctuations.

It is also shown that changes in water quality in groundwater-connected lakes depends significantly on lake location and the recharge change intensity. For the study lakes, in the case of a +14% recharge increase by 2036, lakes in LAU and OUT regions may experience an alteration of their water quality (driven by phosphorous loads) but no change is expected in the case of a +45% recharge intensification. If the percentage of recharge increase is at least equal to the percentage of population growth around the lake, lake quality should not be degraded, but if not, the recharge evolution should be considered in lakes management. Lakes in SAG and AT areas may not have a decrease in their quality when considering population evolution predictions. However, this study does not take into account several parameters that can really impact the lakes blue-algae blooms such as the lake water residence time, chemical threshold processes and the warming of the water column (Planas and Paquet, 2016).

Finally, even if small groundwater-fed lakes will be sensitive to climate, especially recharge, and anthropogenic changes, it is still difficult to predict how their geochemistry will be impacted, as it is very reactive to each slight water balance parameters variations. However, we have now more indicators to predict lake geochemistry evolution, mainly depending on their location and their G-index. To go further, a recharge model adapted to lakes catchments and coupled with melt dynamics, closely dependent on climate previsions, could give us more details on lakes geochemistry evolution for a better sustainable lake management.

4.3. Conclusion du chapitre IV

L'objectif principal de ce chapitre était de déterminer l'empreinte des changements climatiques et environnementaux futurs sur l'hydrochimie des petits lacs connectés aux eaux souterraines. Les prévisions climatiques des scénarii RCP 4.5 et 8.5, qui ont été testés ici, montrent une claire augmentation des températures et de l'évaporation, alors que l'évolution des précipitations ne présente pas de changements aussi significatifs, malgré une légère tendance à l'augmentation. Les évolutions observées sont toujours plus marquées avec le scénario RCP 8.5. Malgré ces prévisions, il a été montré dans plusieurs études que la recharge aura tendance à augmenter au Québec à l'horizon 2050 car son évolution dépend principalement des variabilités interannuelles des paramètres climatiques. Cette tendance reste encore sujette à de nombreuses incertitudes.

Sans préjuger de l'évolution future de la signature isotopique des précipitations, cette étude a mis en évidence l'impact de ces évolutions climatiques sur les tendances des signatures isotopiques de différents lacs, entre une période de référence (2010-2040) et une période future (2041-2071). Les tendances obtenues avec les deux scénarii climatiques RCP 4.5 et 8.5 sont relativement similaires. Au pas de temps mensuel, nous avons remarqué que la signature isotopique des lacs présentait un appauvrissement au moment de la période de fonte (principalement en mars) par rapport à la période de référence. Ceci est dû au fait qu'à l'horizon 2050, la période de fonte débutera plus tôt dans l'année en raison de l'augmentation des températures. Pendant l'été, la signature du lac est plus enrichie sur la période future (principalement en août) en réponse à l'augmentation de l'évaporation. Le scénario RCP 8.5 induit des variations plus importantes que le scénario RCP 4.5 mais, sur une échelle de temps annuelle, la signature isotopique des lacs ne montre aucune tendance significative. Ceci indique que l'appauvrissement induit par les précipitations hivernales sur la composition isotopique des lacs compense l'enrichissement dû à l'augmentation de l'évaporation. Il est donc difficile de dire si un de ces paramètres influencera davantage la signature isotopique future des lacs. Par conséquent, il est recommandé d'être prudent dans l'interprétation des

tendances isotopiques dans les lacs sans avoir un minimum de connaissances de base sur l'évolution de leurs compositions isotopiques sur l'année hydrologique en fonction des conditions climatiques et de leurs bilans hydrologiques.

Il a ensuite été montré que la composition isotopique future des lacs dépend également des fluctuations de niveaux de nappes contrôlées par les variations de recharge (Figure 4.10). Suivant un pas de temps mensuel, le plus fort impact d'une évolution de recharge sur la composition isotopique du lac sur la période future par rapport à la même période sans changement de recharge est observé en février, en raison de la fonte nivale précoce. De plus, si la recharge diminue au cours de l'été, le mois le plus impacté se situera après la période d'évaporation et avant que la recharge automnale des nappes ne débute, soit en septembre ou octobre. Par conséquent, si nous souhaitons identifier le plus clairement possible des changements de recharge par l'évolution de la signature isotopique des lacs, seul un prélèvement à la fin des mois de février et septembre ou octobre nous informera sur les changements les plus importants pour les périodes d'hiver et d'été.

Avec un pas de temps annuel, les évolutions modélisées des compositions isotopiques de certains lacs sont clairement sensibles aux deux scénarios de recharge « +45 % » et « +14 % », bien que ce dernier présente une tendance à l'appauvrissement moins significative. Cette tendance dépend de quatre principaux paramètres: le bassin versant du lac (qui contrôle l'intensité du changement de flux souterrain), la région (de laquelle dépendent les conditions climatiques), le volume du lac (qui influe sur la dispersion des variations) et le *G-index* (soit le pourcentage d'apports souterrains dans les apports totaux aux lacs). Nous avons montré que la sensibilité de la signature isotopique d'un lac aux variations de recharge dépend principalement de son *G-index*. La composition isotopique d'un lac sera plus sensible aux variations futures de recharge si son *G-index* est compris entre 50 et 80%, avec un maximum de sensibilité autour de 65 %.

Cependant, il est important de garder à l'esprit que, si l'appauvrissement de l'hiver et l'enrichissement de l'été sont tous deux accentués par les variations de recharge au cours de la même année, ils influencent les compositions isotopiques des lacs dans des sens opposés

(Figure 4.10). Dans ce cas, la tendance annuelle moyenne de la composition isotopique sera atténuée en raison l'impact de chaque signal. Par conséquent, si aucune tendance annuelle n'est observée, cela ne signifie pas que la recharge ne change pas. Néanmoins, la composition isotopique moyenne annuelle des lacs est une empreinte de l'évolution de leur bilan hydrologique et des fluctuations de recharge, surtout si la variation de recharge évolue dans le même sens au fil des années (augmentation ou diminution par rapport à ses fluctuations de référence). À la lumière de ces résultats, nous suggérons fortement d'opter pour un suivi mensuel des lacs pour observer l'évolution de la recharge au travers de celle de leur signature isotopique.

D'autre part, à l'échelle annuelle au Québec, la qualité des eaux des lacs dépend du pourcentage d'évolution de la population et de la recharge sur leur bassin versant. Pour les lacs étudiés, et dans le cas d'une hausse de 14% de recharge d'ici 2036, les lacs dans les régions LAU et OUT pourraient subir une détérioration de leur qualité en raison d'une augmentation de la charge en phosphore, on parle ici d'une augmentation du risque de diminution de qualité. Par contre dans le cas d'une recharge de + 45%, aucune diminution de la qualité n'est attendue car l'augmentation de la population est compensée par l'augmentation de la recharge, toutes choses étant égales par ailleurs. Ainsi, si le pourcentage d'augmentation de la recharge est au moins égal au pourcentage de la croissance de la population autour du lac, la qualité du lac ne devrait pas se détériorer dans l'avenir. Dans tous les autres cas, l'évolution de recharge doit être prise en compte dans les plans de gestion des lacs. Il est important de noter ici que cette étude ne prend pas en compte plusieurs paramètres qui peuvent avoir un impact très important sur le développement de fleurs d'algue bleues-vertes, tels que le temps de séjour de l'eau du lac, les processus de seuil et le réchauffement de la colonne d'eau.

Enfin, même si les petits lacs connectés aux eaux souterraines sont et seront sensibles aux changements climatiques, notamment de recharge, et anthropiques, il est encore difficile de prédire comment leur géochimie en sera affectée car ce sont des milieux

très réactifs aux moindres variations de bilan hydrologique. Cependant, nous avons maintenant plusieurs indicateurs pour prédire l'évolution de la géochimie des lacs en fonction de leur localisation et du pourcentage d'eau souterraine dans leurs apports totaux. Pour aller plus loin, un modèle de recharge couplé directement aux dynamiques de fonte sur les bassins versant des lacs, elles-mêmes reliées aux prévisions climatiques, pourrait nous donner plus de détails sur l'évolution de la géochimie des lacs pour leur gestion durable.

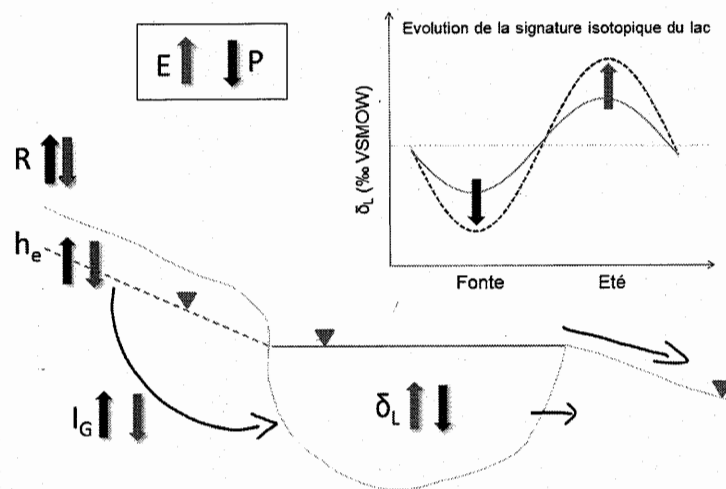


Figure 4.10. Schéma résumant les différents paramètres mis en jeu et les impacts de leurs variations sur celles des signatures isotopiques des lacs ; (E) évaporation, (P) précipitation, (R) recharge, (h_e) niveau piézométrique, (I_G) apports souterrains et (δ_L) signature isotopique des eaux du lac ; représentation schématique de la situation actuelle (trait plein) et évolution possible en fonction de l'évolution future de bilan hydrologique (trait pointillé).

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

Aujourd'hui les pressions environnementales et climatiques qui affectent les ressources en eaux douces, notamment les eaux souterraines et les lacs, sont de plus en plus importantes et problématiques pour la préservation de ces ressources et des écosystèmes qui en dépendent. Ces deux réservoirs majeurs sont intrinsèquement reliés et doivent être étudiés ensemble, en lien avec les autres composantes du cycle de l'eau. C'est la complexité de ces interactions qui en font des systèmes dont les évolutions sont difficiles à prédire, limitant ainsi la mise en place de schémas d'action pour prévenir leur dégradation. En effet l'urgence est de prévenir les états catastrophiques de non-retour comme ceux évoqués par le constat environnemental alarmiste que WWF vient tout juste de publier (octobre 2016). Ainsi, il est de la plus haute importance de comprendre et prédire les impacts des changements climatiques et environnementaux sur ces ressources en eaux, à la fois en quantité et qualité, pour mieux les préserver. Toutefois, il n'existe pas aujourd'hui d'indicateur fiable et univoque pour identifier si un réservoir d'eau douce est proche du seuil de passage vers un état catastrophique (Scheffer *et al.*, 2001). De nombreux paramètres peuvent influencer la résilience d'un lac en faveur d'un passage vers un autre état d'équilibre et un de ces paramètres peut tout à fait être la variation d'une composante de son bilan hydrologique comme les flux d'eaux souterraines. De plus, les eaux souterraines sont contrôlées par la recharge, un paramètre clé dont l'évolution est des plus difficiles à prédire (Rivard *et al.*, 2014).

A l'heure actuelle, nous avons besoin de mettre en évidence les tendances à grandes échelles afin de comprendre d'avantage les structures systémiques et ainsi prendre des décisions (Figure 5.1). Le travail de cette thèse intervient donc particulièrement dans ce contexte de changement d'échelle spatiale et temporelle afin de mieux appréhender la signification des tendances et la réelle sensibilité des hydrosystèmes pour prendre les décisions de gestion les mieux adaptées (Figure 5.1). La problématique générale de cette thèse était de déterminer si les petits lacs de kettle pouvaient être utilisés comme des témoins

précurseurs des changements de la qualité et/ou quantité des eaux souterraines sur le territoire du Québec. Pour répondre à cette problématique trois principaux objectifs ont été atteints : (1) évaluer la tendance spatiale de la sensibilité des petits lacs de kettle aux changements à la fois qualitatifs et quantitatifs des eaux souterraines (2) identifier et quantifier les variations spatio-temporelles à petite échelle des apports en eaux souterraines d'un cas d'étude pour améliorer notre connaissance de la représentativité des traceurs choisis et (3) discuter de l'évolution géochimique à long terme de ces lacs en fonction de leurs interactions avec les eaux souterraines dans un contexte de changements climatiques et environnementaux.

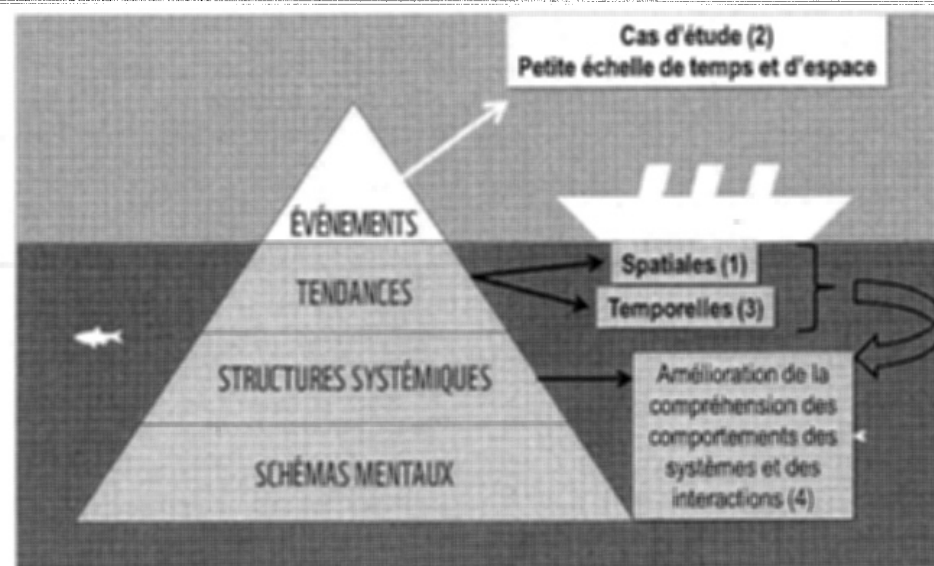


Figure 5.1. Illustration du modèle des « quatre niveaux de réflexion », dans lequel les événements ou symptômes ne forment que la pointe émergée de l'iceberg dans la dynamique générale du système. De fait, les déterminants profonds du comportement du système s'avèrent moins évidents. Plus l'on s'éloigne des événements se déroulant en surface, et plus l'on se rapproche des « causes profondes », adaptation de Maani et Cavana (2007) et modifié de WWF (2016). Les numéros 1 à 3 correspondent aux objectifs de la thèse et le 4 à la synthèse des trois.

Sur une grande échelle spatiale, il ne ressort pas de comportement moyen annuel unique pour les lacs de kettle, bien qu'ils aient été soigneusement sélectionnés. Ainsi la géologie et le type de formation ne sont pas les seuls indicateurs du fonctionnement

hydrologique des lacs à identifier pour leur gestion, d'où l'intérêt d'utiliser des outils géochimiques qui sont des témoins de ce fonctionnement.

Une comparaison de trois outils géochimiques a permis de mettre en avant qu'ils sont tous dépendants de différents facteurs, en plus des apports souterrains : (1) la chimie lacustre des ions majeurs est sensible à la géologie encaissante et aux processus biochimiques internes des lacs, (2) la composition isotopique des lacs est réactive aux conditions météorologiques locales, et (3) l'activité en ^{222}Rn des lacs dépend de celle des eaux souterraines, elle-même fortement liée à la géologie locale et pouvant présenter d'importantes hétérogénéités spatiales.

La quantification des flux souterrains grâce aux deux types de traceurs ^{222}Rn et isotopes stables, a permis l'adaptation d'indices déjà existants à notre besoin spécifique de mieux définir les interactions avec les eaux souterraines : le temps de renouvellement par les eaux souterraines et le pourcentage des flux provenant des eaux souterraines dans les flux totaux annuels alimentant un lac (*G-index*).

Les lacs de kettle étudiés se caractérisent par (i) une proportion relativement élevée des eaux souterraines dans leurs apports totaux et (ii) un temps de renouvellement moyen par les eaux souterraines court à moyen. Par conséquent, ces lacs peuvent être considérés comme étant sensibles aux changements environnementaux et climatiques affectant les eaux souterraines. Il s'avère que les apports d'eaux souterraines doivent définitivement être pris en compte dans les bilans hydrologiques et donc dans les plans de suivi et d'aménagement de ces lacs. L'avantage majeur de ces indices est qu'ils sont basés sur des outils géochimiques simples. Il a donc été utile de mieux les caractériser à l'échelle locale dans le but d'une application à tous les types de lacs.

L'étude spatio-temporelle fine d'un lac, témoin des variabilités des apports souterrains, a permis de montrer que les deux traceurs suivent la dynamique interne du lac telle que la stratification estivale et l'homogénéisation de la colonne d'eau en automne. En raison du cycle de stratification des lacs dimictiques, la mesure de ces traceurs doit être effectuée le long de la colonne d'eau afin d'identifier l'ensemble des fluctuations d'apports

souterrains. Le ^{222}Rn met en évidence les augmentations rapides des apports d'eaux souterraines, intrinsèquement liées à l'augmentation de recharge due à la période de fonte sur le bassin versant. Ce traceur apparaît ponctuellement plus sensible à des changements rapides dans les apports souterrains alors que les isotopes stables de l'eau se révèlent mieux adaptés pour les évaluations à long terme de ces changements. Il en ressort que tous deux sont d'excellents outils pour déduire à la fois les variations de la dynamique interne des lacs et celles des apports en eaux souterraines. Ils se sont avérés être clairement complémentaires pour la quantification des flux, et leur utilisation de manière combinée améliore la compréhension et la fiabilité des résultats dans leur ensemble. Toutefois, les quantifications restent sujettes à des incertitudes qu'il faudrait améliorer par un suivi et des échantillonnages plus précis: (1) l'hétérogénéité de l'activité en ^{222}Rn de l'eau souterraine et (2) le taux d'évaporation ainsi que l'estimation de la composition isotopique atmosphérique. De plus, un suivi en continu de l'activité en ^{222}Rn sur la colonne d'eau permettrait de mieux définir les variations spatiotemporelles de ce traceur, particulièrement sensibles aux variations de flux souterrains.

Sur une échelle à long terme, les lacs enregistrent l'impact de l'évolution climatique et environnementale, de manière directe et via leurs apports par eaux souterraines. Basée sur les scénarios climatiques RCP 4.5 et 8.5 et les prévisions de recharge associées, cette étude a montré que la composition isotopique future des lacs connectés aux eaux souterraines dépend de l'évolution de la recharge. Selon un pas de temps mensuel et à l'horizon 2050, le plus fort impact de l'évolution de recharge sur la composition isotopique du lac sera observé en février, en raison d'une fonte nivale plus précoce. Selon un pas de temps annuel, la tendance de l'évolution de composition isotopique des lacs face aux variations futures de recharge dépend de quatre principaux paramètres: le bassin versant, la région, le volume et le *G-index*, ce dernier étant le facteur dominant. Ainsi, la composition isotopique des lacs sera plus sensible aux variations futures de recharge pour un *G-index* compris entre 50 et 80%, avec un maximum de sensibilité autour de 65 %.

Il a été cependant mis en évidence que si l'appauvrissement hivernal et l'enrichissement estival sont tous deux accentués par les variations de flux d'eaux souterraines au cours de la même année, alors la tendance annuelle moyenne de la composition isotopique du lac en sera atténuée, les variations saisonnières influant sur le lac en sens opposés. Par conséquent, si aucune tendance annuelle n'est observée, cela ne signifie pas qu'il n'y a pas d'évolution de la recharge sur le bassin versant du lac. Néanmoins, les compositions isotopiques moyennes annuelles des lacs restent des empreintes de l'évolution de leur bilan hydrologique et donc des fluctuations de recharge, surtout si la recharge augmente au fil des années. Face à ces résultats, il a été suggéré d'opter pour un suivi mensuel afin d'observer l'évolution de la recharge à travers celle de la signature isotopique des lacs.

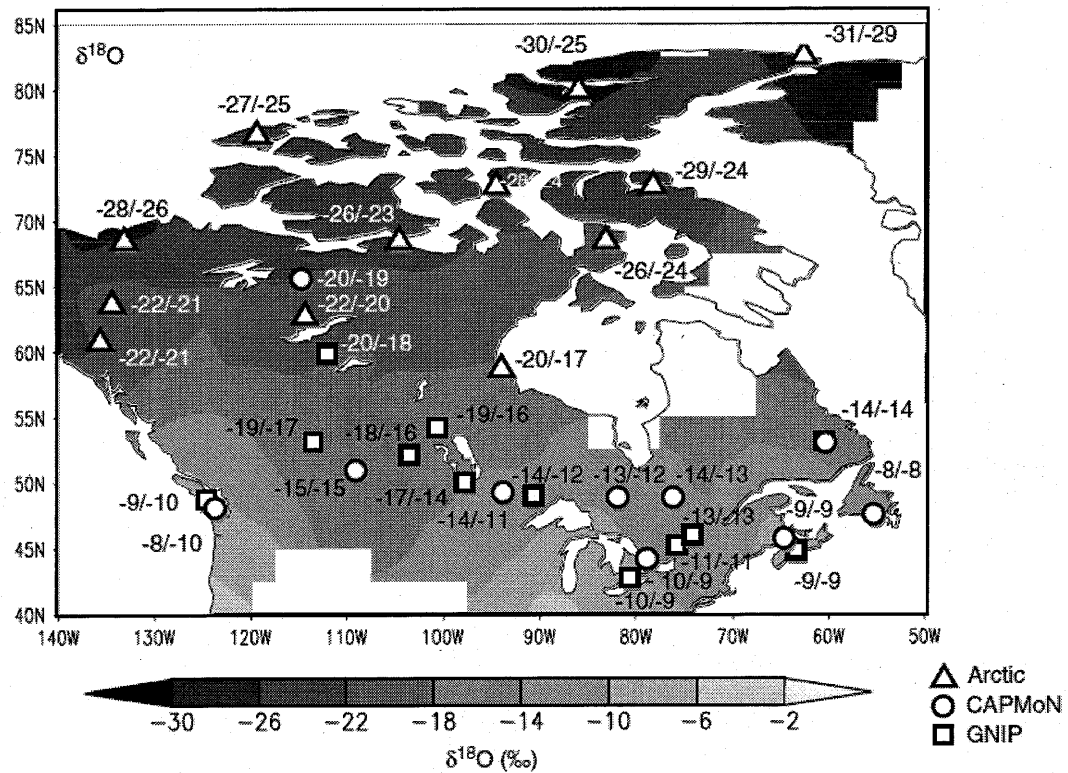
Pour aller plus loin dans la modélisation, il serait profitable d'utiliser un modèle de recharge adapté aux propriétés de chaque bassin versant et de coupler directement l'évolution de la recharge aux dynamiques de fonte, elles-mêmes reliées à l'évolution climatique. Une telle modélisation permettrait d'améliorer notre estimation des tendances de recharge qui nécessitent d'être mieux contraintes et ainsi d'affiner les projections du devenir de la géochimie des lacs. De plus, associer les approches hydrogéologiques aux approches biologiques permettrait de mieux appréhender l'évolution de la qualité des eaux des lacs pour leur meilleure gestion à long terme.

Ce projet apporte une réponse à la problématique de recherche en montrant que les petits lacs de kettle étudiés, malgré leurs différences, représentent un référentiel unique à l'échelle du Québec pour observer les changements, à la fois qualitatifs et quantitatifs, des ressources en eaux souterraines liés aux changements climatiques et environnementaux. De nombreuses questions restent ouvertes quant à la représentativité des bassins versant des lacs à l'échelle du Québec et face aux hétérogénéités qui forment le territoire. Un suivi participatif des organismes de bassin et des autres acteurs de l'eau apporterait des réponses à ces questions grâce à des données sur un plus grand nombre de lacs et permettrait une réelle

analyse statistique de leurs interactions avec les eaux souterraines en fonction des caractéristiques des lacs.

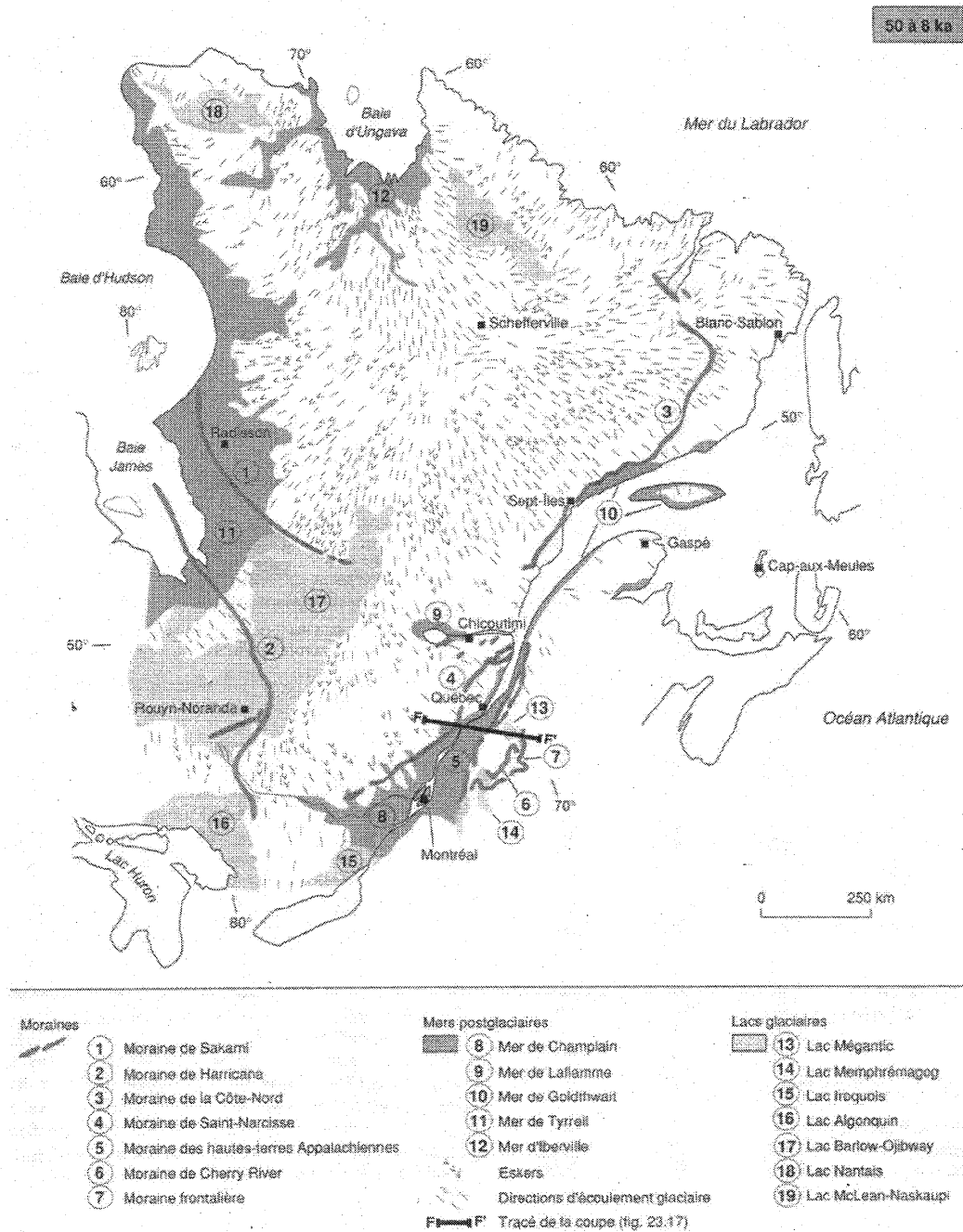
Cette étude a permis de mettre l'accent sur l'importance des lacs en tant que partie intégrante du réseau hydrogéologique à l'échelle régionale. Leur forte densité dans des régions comme le Québec devient alors un atout pour une meilleure compréhension et gestion des ressources en eaux. Le suivi de la signature isotopique des lacs à l'échelle du territoire et des informations qui en découlent permettrait de développer et de mettre rapidement en application des plans de gestion efficaces pour la préservation de ces ressources et donc d'anticiper les changements drastiques des ressources en eaux douces et des écosystèmes associés.

ANNEXE A

CARTE DES MOYENNES ANNUELLES PONDEREES DU $\delta^{18}\text{O}$ DES PRECIPITATIONS

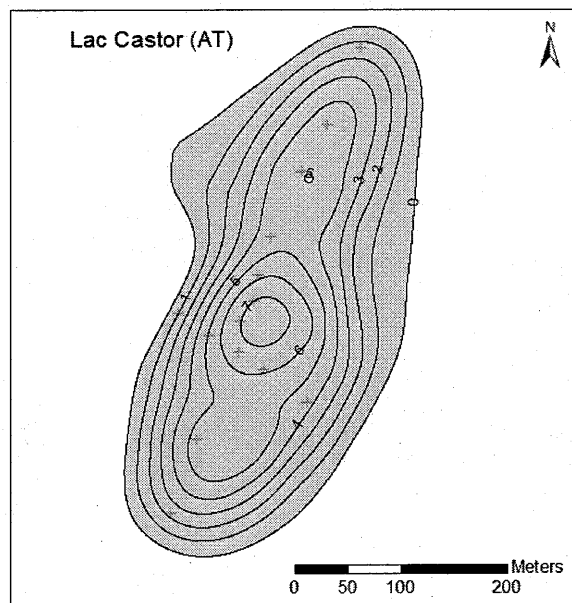
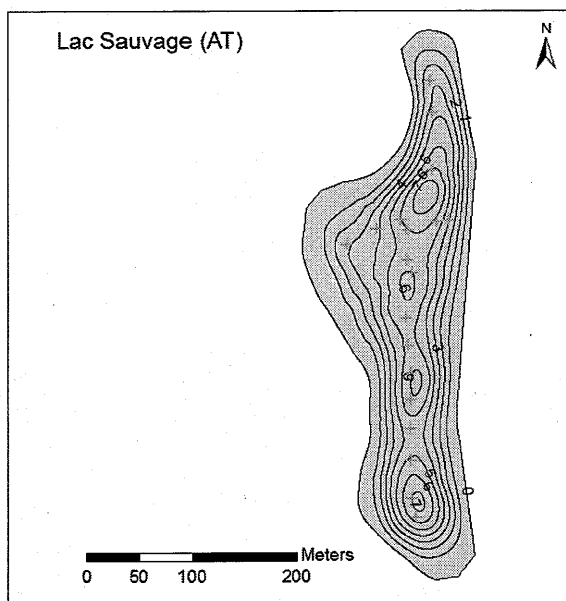
Ces moyennes sont basées sur les données des réseaux GNIP (Global Network for Isotopes in Precipitation) et CNIP (Canadian Network for Isotopes in Precipitation ; Gibson *et al.*, 2005).

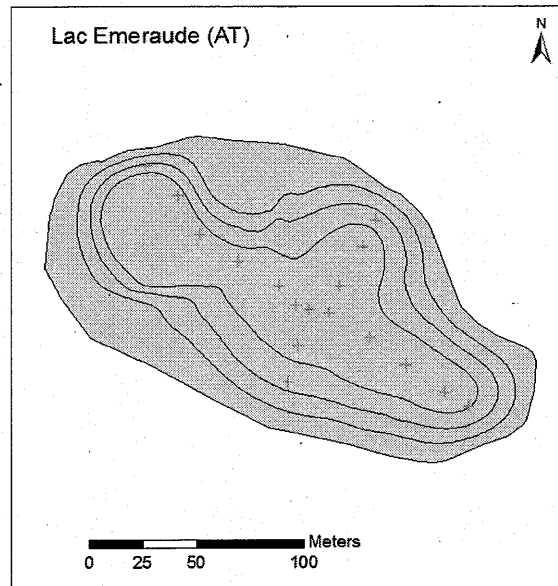
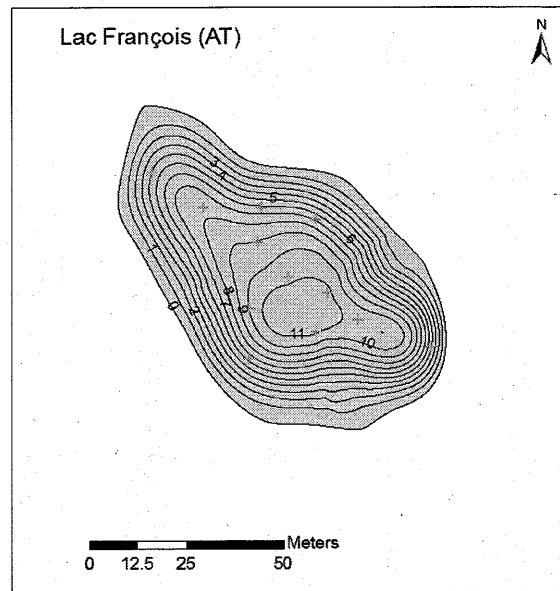
ANNEXE B
PRINCIPALES MORAINES ET TRANSGRESSIONS MARINES DU QUATERNAIRE AU QUEBEC
(LANDRY ET AL., 2012)

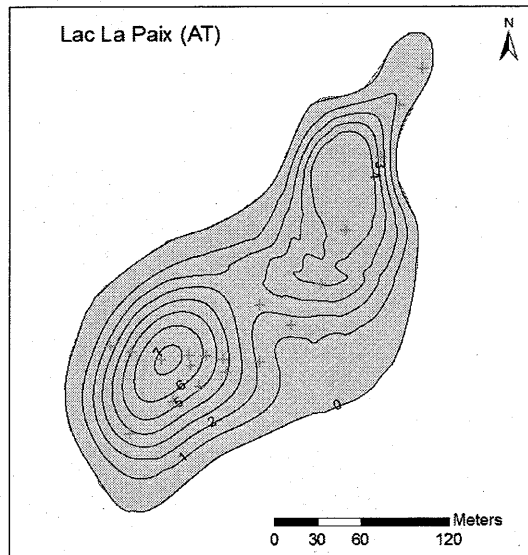
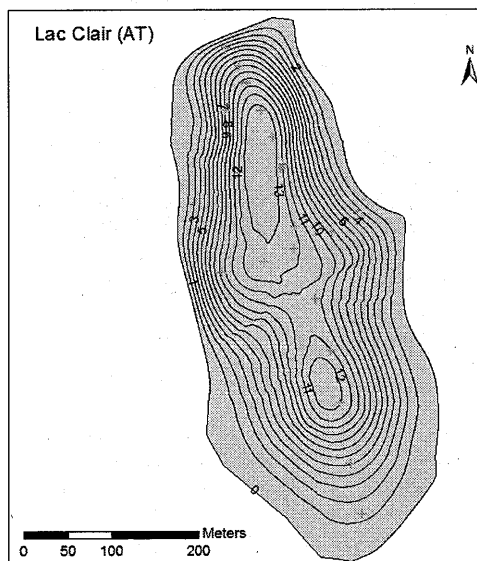


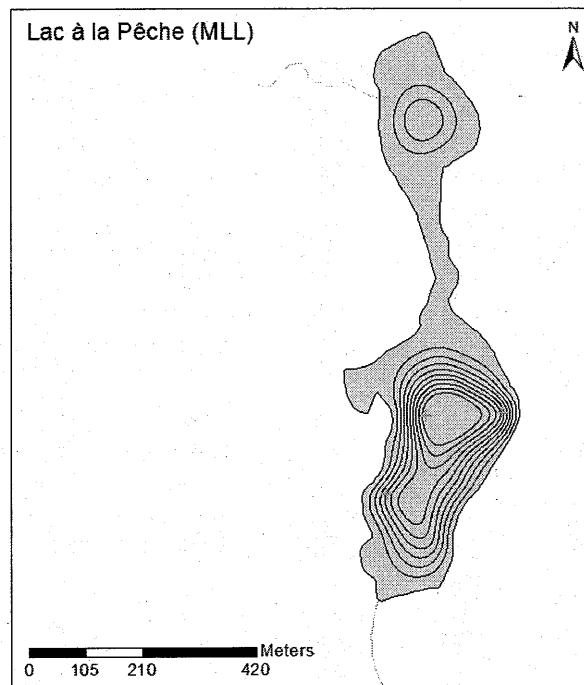
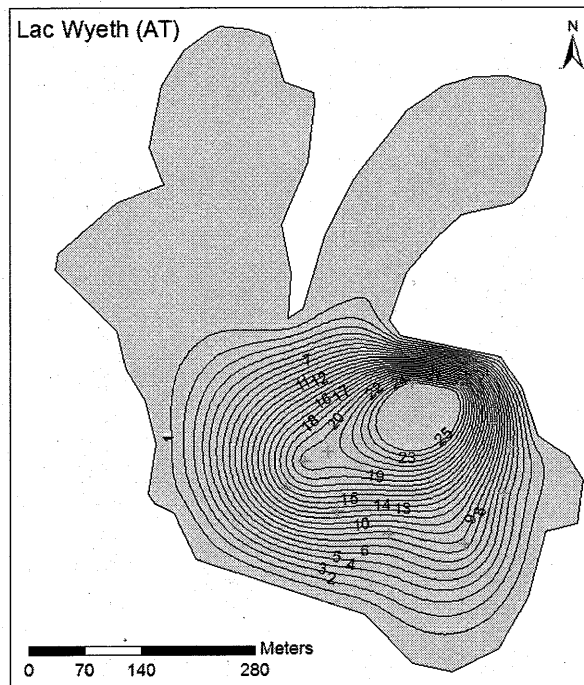
ANNEXE C
BATHYMETRIES DE 20 LACS D'ETUDE SUR LES 21

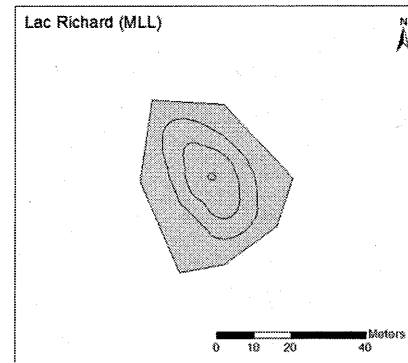
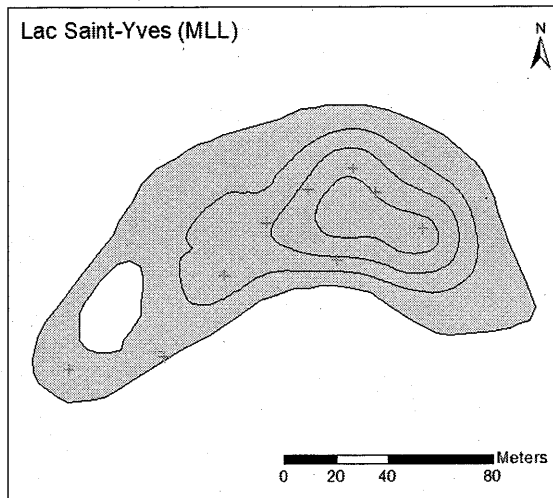
La bathymétrie du lac Lacasse est présentée au Chapitre III ; l'intervalle entre deux lignes d'iso-profondeur est de 1 m.

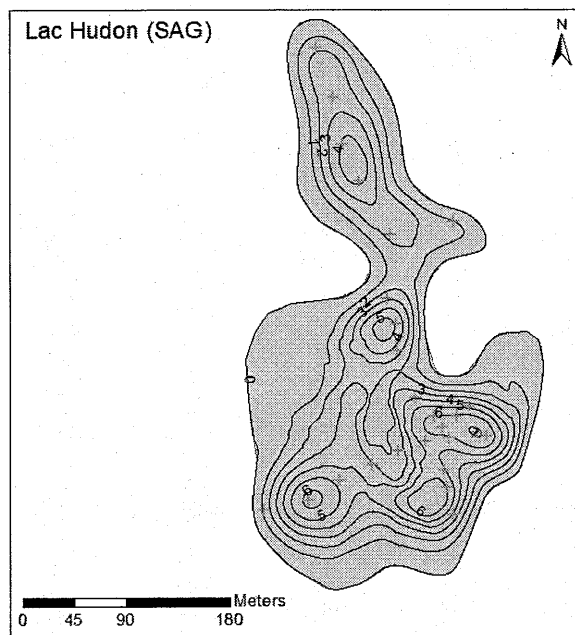
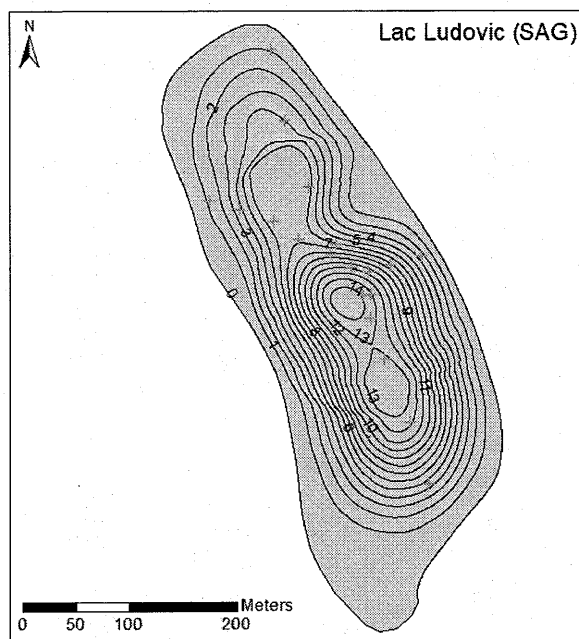


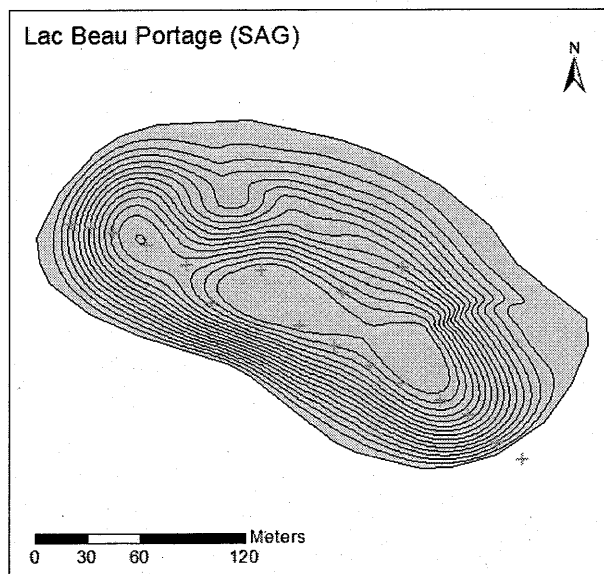
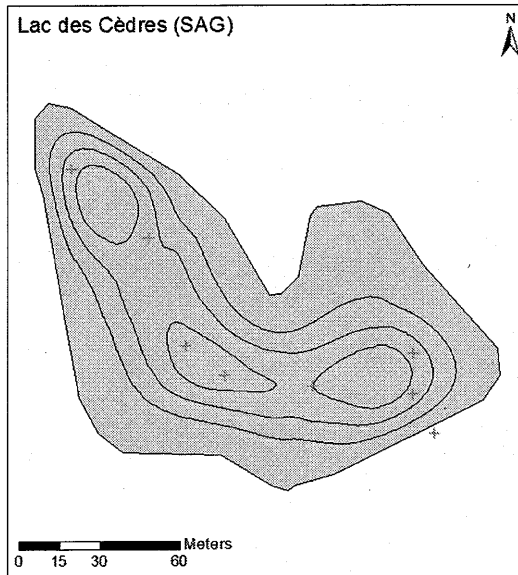


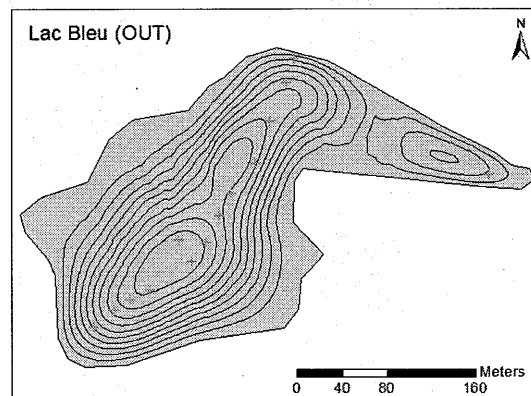
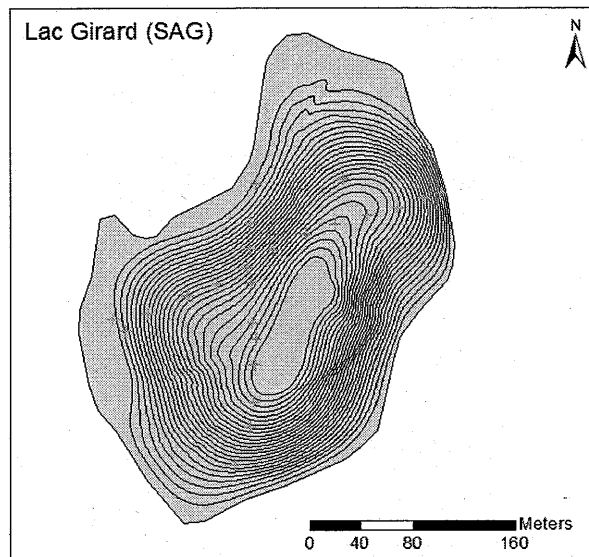


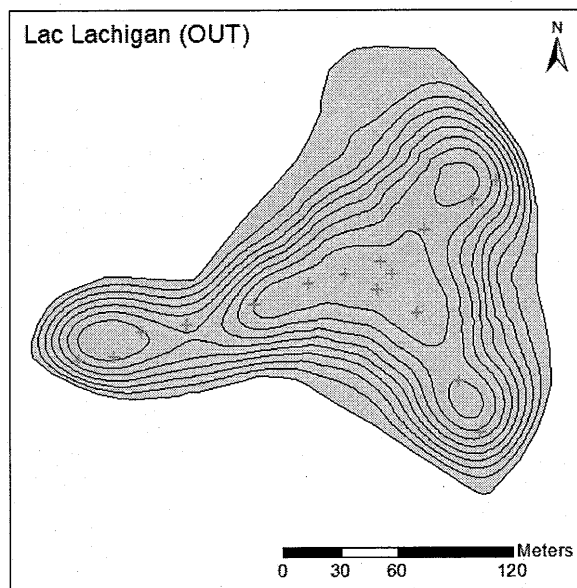
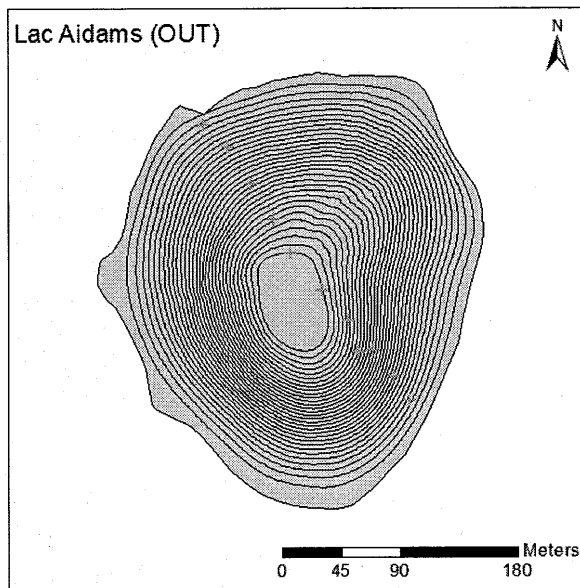


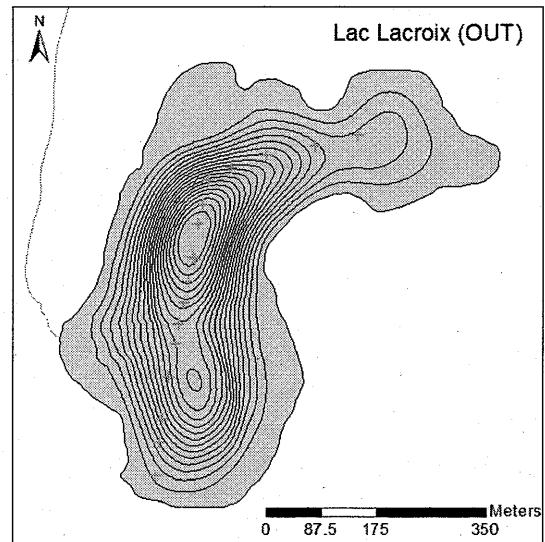
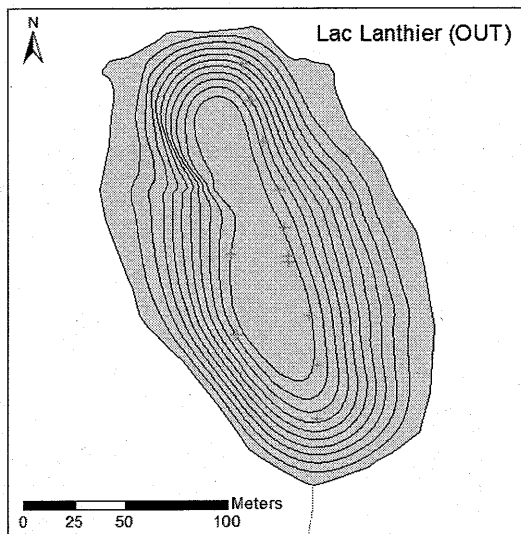






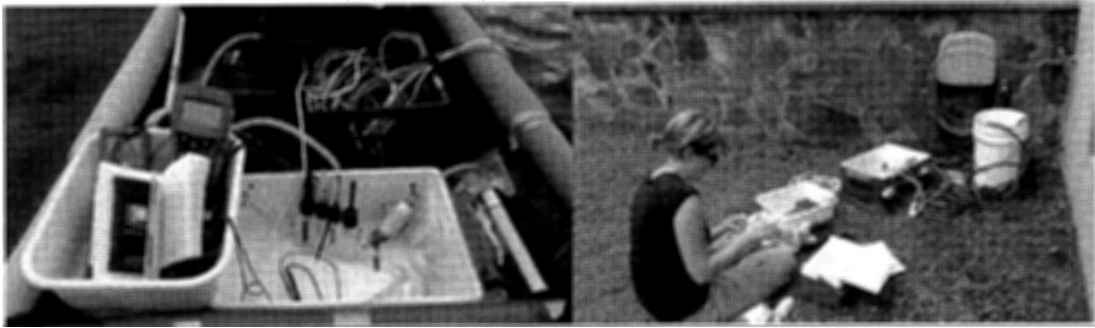






ANNEXE D

ILLUSTRATION DE L'ÉCHANTILLONNAGE DE L'EAU DES LACS ET DE L'EAU SOUTERRAINE



ANNEXE E

CARACTERISTIQUES PRINCIPALES DES LACS D'ETUDE

Région	ID	Nom du lac	Latitude	Longitude	Altitude estimée (MDELCC)	Surface	Volume	Surface du bassin versant	Profondeur maximale	Profondeur moyenne de la thermocline en été	Affluent	Exutoire
			°	°	m asl	m ²	m ³	m ²	m	m		
LLM	13	Lacasse	46.16	-74.49	435	27121	67406	148378	5.4	2	0	1
LLM	16	A la pêche	46.56	-72.95	185	151084	394819	2578700	10.0	4	1 (zone humide)	1
LLM	14	Richard	46.26	-73.54	222	955	1452	88915	3.0	-	0	0
LLM	15	Saint Yves	46.39	-73.08	208	11455	13641	958163	3.3	-	1	1
SAG	18	BeauP	48.37	-71.57	151	41666	271281	364416	16.0	4	0	0
SAG	20	Cêdres	48.66	-71.21	174	15623	10736	1292238	1.7	-	1 (source)	1
SAG	17	Girard	48.31	-71.01	142	68642	679122	210743	25.0	4	0	0
SAG	19	Hudon	48.67	-71.23	182	72610	155079	1269776	7.5	-	0	0
SAG	21	Ludo	48.79	-71.72	172	93824	400243	1828762	14.0	8	0	0
AT	1	Castor	48.94	-79.19	309	95195	292237	984258	8.0	-	0	0
AT	6	Clair	48.30	-77.17	336	114922	695369	2645800	13.5	5	0	0
AT	4	Emeraude	48.56	-78.24	319	20414	46440	108953	3.7	-	0	0
AT	2	Francois	48.93	-79.18	303	4910	24234	26405	11.2	3	0	0
AT	5	Paix	48.59	-77.80	341	40594	96649	795653	7.0	-	0	0
AT	3	Sauvage	48.93	-79.18	306	44281	142446	89421	7.0	3.5	0	0
AT	7	Wyeth	48.10	-77.39	326	296249	1441032	533079	26.0	5	0	0
OUT	11	Aidans	45.92	-74.92	215	70778	833549	276578	31.0	4	0	0
OUT	12	bleu	45.83	-74.54	272	67977	229550	455259	10.6	5	0	0
OUT	10	Lachigan	45.97	-75.58	194	33207	142140	336117	8.9	5	0	0
OUT	8	Lacroix	46.30	-75.99	187	235805	1080350	771471	19.6	6	0	1
OUT	9	Lanthier	45.63	-75.82	189	25473	125327	1134171	10.4	3	0	1

ANNEXE F

MOYENNES MENSUELLES DES PARAMETRES CLIMATIQUES POUR LES DIFFERENTS LACS

Les données de précipitation, humidité et températures sont des moyennes des données de 1950-2010, revues par le MDDELCC, et l'évaporation est estimée grâce à la formule de Thornthwaite.

ID	Lac	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	Précipitations annuelles (mm)
13	Lacasse	78	64	68	72	87	107	113	104	103	95	90	89	1068
16	Pêche	73	62	68	80	91	105	109	100	104	99	96	88	1075
14	Richard	75	61	69	79	88	101	103	100	100	91	97	89	1054
15	Saint-Yves	74	61	69	80	89	99	104	101	99	92	93	85	1045
18	Beau Portage	63	57	58	62	82	90	125	106	110	89	81	81	1003
20	Cêdres	72	61	55	64	88	100	144	125	123	103	87	91	1113
17	Girard	61	55	51	57	80	92	121	102	107	87	76	81	969
19	Hudon	72	61	55	64	88	100	144	125	123	103	87	91	1113
21	Ludovic	68	55	52	57	80	93	128	112	114	92	81	79	1011
1	Castor	52	39	48	54	76	91	108	103	114	85	71	62	904
6	Clair	56	44	52	58	73	97	116	103	111	84	77	64	935
4	Emeraude	54	42	48	56	76	98	112	102	110	83	73	60	914
2	Francois	52	39	48	54	76	91	108	103	114	85	71	62	904
5	Paix	58	44	49	56	79	100	114	102	113	84	76	64	940
3	Sauvage	52	39	48	54	76	91	108	103	114	85	71	62	904
7	Wyeth	60	47	54	57	74	96	112	101	109	84	78	67	939
11	Aidans	79	64	69	75	84	99	105	102	99	94	96	90	1056
12	Bleu	83	69	74	83	90	108	108	103	102	98	102	96	1117
10	Lachigan	70	60	63	70	81	93	94	96	91	87	88	80	974
8	Lacroix	69	57	65	68	81	95	99	99	92	87	87	81	979
9	Lanthier	72	62	67	75	84	93	95	92	92	87	91	86	995

ID	Lac	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	Evaporation annuelle (mm)
13	Lacasse	0	0	0	27	74	109	122	108	71	31	1	0	543
16	Pêche	0	0	0	31	77	115	132	113	74	34	4	0	580
14	Richard	0	0	0	31	77	115	132	113	74	34	4	0	580
15	Saint-Yves	0	0	0	31	77	115	132	113	74	34	4	0	580
18	Beau Portage	0	0	0	16	70	111	127	112	71	30	0	0	538
20	Cêdres	0	0	0	16	70	111	127	112	71	30	0	0	538
17	Girard	0	0	0	18	72	109	127	108	69	32	0	0	536
19	Hudon	0	0	0	16	70	111	127	112	71	30	0	0	538
21	Ludovic	0	0	0	16	70	111	127	112	71	30	0	0	538
1	Castor	0	0	0	17	72	111	124	108	68	27	0	0	528
6	Clair	0	0	0	10	70	108	123	107	68	27	0	0	513
4	Emeraude	0	0	0	17	72	110	123	108	68	27	0	0	525
2	Francois	0	0	0	17	72	111	124	108	68	27	0	0	528
5	Paix	0	0	0	10	70	108	123	107	68	27	0	0	513
3	Sauvage	0	0	0	17	72	111	124	108	68	27	0	0	528
7	Wyeth	0	0	0	10	70	108	123	107	68	27	0	0	513
11	Aidans	0	0	0	27	74	109	122	108	71	31	1	0	543
12	Bleu	0	0	0	27	74	109	122	108	71	31	1	0	543
10	Lachigan	0	0	0	30	77	116	129	112	73	34	3	0	574
8	Lacroix	0	0	0	28	77	114	127	112	73	32	2	0	565
9	Lanthier	0	0	0	30	77	116	129	112	73	34	3	0	574

ID	Lac	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	Température moyenne (°C)
13	Lacasse	-13.2	-11.4	-4.8	3.2	10.5	15.6	17.9	16.7	12.1	5.7	-1.0	-9.5	3.5
16	Pêche	-14.3	-12.2	-5.5	2.8	10.2	15.6	17.9	16.7	11.8	5.5	-1.5	-10.2	3.1
14	Richard	-14.5	-12.5	-6.0	2.3	9.8	15.1	17.5	16.2	11.4	4.8	-2.0	-10.6	2.6
15	Saint-Yves	-14.3	-12.3	-5.4	2.8	10.2	15.7	18.0	16.9	11.9	5.4	-1.4	-10.2	3.1
18	Beau Portage	-15.9	-13.9	-6.9	2.1	9.8	15.7	18.1	16.9	12.0	5.7	-1.5	-11.1	2.6
20	Cédres	-18.2	-15.9	-8.2	0.9	8.4	14.1	16.5	15.1	10.1	3.8	-3.4	-13.2	0.8
17	Girard	-15.4	-13.2	-6.1	2.4	9.8	15.6	18.1	16.8	11.9	5.5	-1.6	-10.8	2.8
19	Hudon	-18.2	-15.9	-8.2	0.9	8.4	14.1	16.5	15.1	10.1	3.8	-3.4	-13.2	0.8
21	Ludovic	-17.7	-15.6	-7.9	1.7	9.4	15.1	17.5	16.2	11.3	5.0	-2.3	-12.4	1.7
1	Castor	-18.2	-16.1	-9.1	0.5	8.6	13.9	16.4	15.0	10.3	4.1	-3.7	-13.5	0.7
6	Clair	-17.3	-15.2	-8.1	1.1	9.0	14.4	16.8	15.5	10.7	4.4	-3.4	-12.9	1.3
4	Emeraude	-17.5	-15.6	-8.7	0.7	8.8	14.2	16.6	15.3	10.5	4.2	-3.5	-13.1	1.0
2	Francois	-18.2	-16.1	-9.1	0.5	8.6	13.9	16.4	15.0	10.3	4.1	-3.7	-13.5	0.7
5	Paix	-17.3	-15.5	-8.7	0.6	8.6	13.8	16.2	14.7	10.3	4.1	-3.4	-12.7	0.9
3	Sauvage	-18.2	-16.1	-9.1	0.5	8.6	13.9	16.4	15.0	10.3	4.1	-3.7	-13.5	0.7
7	Wyeth	-17.0	-15.0	-8.0	1.2	9.1	14.6	16.9	15.6	10.8	4.5	-3.2	-12.7	1.4
11	Aidans	-12.5	-10.9	-4.4	4.0	11.0	16.0	18.4	17.2	12.6	6.2	-0.3	-8.7	4.1
12	Bleu	-12.1	-10.5	-4.0	4.2	11.4	16.5	18.9	17.8	13.1	6.6	0.0	-8.3	4.5
10	Lachigan	-12.6	-10.8	-4.1	4.0	11.2	16.4	18.8	17.6	13.0	6.6	-0.1	-8.7	4.3
8	Lacroix	-13.4	-11.6	-4.9	3.7	10.9	16.0	18.4	17.2	12.5	6.1	-0.7	-9.5	3.7
9	Lanthier	-12.0	-10.3	-3.8	4.5	11.8	16.9	19.4	18.3	13.6	7.0	0.4	-8.1	4.8

ID	Lac	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	Humidité relative (%)
13	Lacasse	80	73	68	72	79	98	95	91	91	85	83	83	83
16	Pêche	75	71	64	63	63	73	76	76	79	79	78	79	73
14	Richard	75	71	64	63	63	73	76	76	79	79	78	79	73
15	Saint-Yves	75	71	64	63	63	73	76	76	79	79	78	79	73
18	Beau Portage	78	76	70	66	63	67	75	75	77	78	81	82	74
20	Cédres	78	76	70	66	63	67	75	75	77	78	81	82	74
17	Girard	78	74	73	69	67	75	82	89	85	84	87	80	78
19	Hudon	78	76	70	66	63	67	75	75	77	78	81	82	74
21	Ludovic	78	76	70	66	63	67	75	75	77	78	81	82	74
1	Castor	75	71	66	64	65	68	74	76	79	80	82	81	73
6	Clair	82	78	73	71	69	73	77	80	84	87	89	87	79
4	Emeraude	75	71	66	64	65	68	74	76	79	80	82	81	73
2	Francois	75	71	66	64	65	68	74	76	79	80	82	81	73
5	Paix	82	78	73	71	69	73	77	80	84	87	89	87	79
3	Sauvage	75	71	66	64	65	68	74	76	79	80	82	81	73
7	Wyeth	82	78	73	71	69	73	77	80	84	87	89	87	79
11	Aidans	80	73	68	72	79	98	95	91	91	85	83	83	83
12	Bleu	80	73	68	72	79	98	95	91	91	85	83	83	83
10	Lachigan	81	74	68	72	76	85	91	93	91	83	89	103	84
8	Lacroix	80	74	66	67	69	77	80	81	83	81	83	85	77
9	Lanthier	81	74	68	72	76	85	91	93	91	83	89	103	84

ANNEXE G

SIGNATURE ISOTOPIQUE DES PLUIES POUR LES QUATRE ZONES D'ETUDES

Les données proviennent des études PACES et du GNIP.

$\delta^2\text{H}$:

	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc
LLM	-19.36	-18.59	-15.56	-10.08	-8.19	-8.42	-7.87	-8.58	-10.22	-12.88	-12.26	-16.81
SAG	-28.09	-28.63	-19.91	-12.77	-11.51	-8.08	-9.39	-11.78	-10.74	-13.33	-18.25	-23.17
AT	-21.97	-16.81	-16.15	-11.46	-7.51	-8.06	-9.81	-11.12	-12.16	-15.52	-13.86	-20.30
OUT	-18.08	-17.38	-14.31	-10.65	-8.59	-8.31	-7.71	-7.78	-9.18	-12.21	-12.96	-17.02

$\delta^{18}\text{O}$:

	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc
LLM	-145.8	-135.6	-109.0	-68.1	-54.4	-54.7	-51.0	-59.4	-69.9	-87.2	-80.6	-118.7
SAG	-211.7	-214.8	-144.9	-88.4	-81.4	-54.6	-62.9	-83.0	-75.3	-97.8	-133.7	-172.2
AT	-163.4	-124.2	-120.0	-79.1	-49.9	-57.0	-69.5	-78.2	-84.1	-109.5	-93.7	-147.5
OUT	-130.2	-126.9	-100.8	-72.9	-60.1	-55.3	-51.6	-51.8	-63.6	-84.1	-87.3	-119.8

ANNEXE H

VALEURS DES MESURES DE LA PREMIERE CAMPAGNE DE TERRAIN (JUN-JUILLET 2014)

Date	Heure	Région	ID	Lac	Type	T	pH	CE	ORP	O ₂ dissous	δ ¹⁸ O	δ ² H	δ ¹⁸ O	²²² Rn
						°C		µm/cm	mV	%	‰ VPDB	‰ VSMOW	‰ VSMOW	Bq/m3
12/07/2014	13:00	AT	1	Castor	C1	19.9	6.10	13	200	88.7	-7.79	-72.8	-8.19	
12/07/2014	13:28	AT	1	Castor	C2	18.2	5.64	13	254	0.5	-15.78	-73.8	-8.34	19
12/07/2014	11:16	AT	1	Castor	P1	8.2	7.72	376	-303	0.7		-96.5	-13.43	9576
10/07/2014	17:32	AT	2	François	C1	19.3	6.53	8	348		-4.54	-80.9	-9.02	
10/07/2014	16:50	AT	2	François	C2	3.5	5.55	33	-120		-7.71	-77.6	-8.56	
10/07/2014	13:33	AT	2	François	P1	2.9	6.30	25	322			-103.4	-14.39	16633
10/07/2014	19:09	AT	2	François	P2	9.8	8.04	218	-172			-98.7	-13.49	4326
10/07/2014	20:20	AT	2	François	source	2.6	7.52	331	274			-102.8	-14.31	7185
12/07/2014	17:18	AT	3	Sauvage	C1	19.2	6.37	89	230	84.0	-11.97	-77.0	-8.69	
12/07/2014	17:44	AT	3	Sauvage	C2	8.9	5.62	104	278	20.0	-19.06	-81.7	-9.52	45
12/07/2014	15:40	AT	3	Sauvage	P1	7.8	7.86	90	191	73.1		-100.8	-13.86	11641
07/07/2014	16:44	AT	4	Emeraude	C1	21.2	7.37	11	254	11.5	0.30	-74.1	-7.95	
07/07/2014	14:33	AT	4	Emeraude	P1	6.2	8.28	237	207	7.4		-102.5	-14.16	3982
11/07/2014	15:20	AT	5	Paix	C1	19.7	5.87	6	330	88.9	-8.69	-72.2	-7.66	
11/07/2014	12:25	AT	5	Paix	P1	5.1	5.80	49	250			-112.9	-15.43	3276
09/07/2014	12:50	AT	6	Clair	C1	20.6	6.59	13	278		-4.74	-72.2	-8.22	
09/07/2014	12:22	AT	6	Clair	C2	8.7	6.82	13	260		5.68	-74.7	-8.60	
09/07/2014	09:50	AT	6	Clair	P1	9.8	6.38	70	171			-99.7	-13.85	8573
09/07/2014	14:12	AT	6	Clair	P2	3.9	6.88	54	330			-99.1	-13.80	15009
08/07/2014	13:15	AT	7	Wyeth	C1	21.3	6.41	71	253	14.0	-5.93	-69.7	-7.73	
08/07/2014	12:52	AT	7	Wyeth	C2	3.3	5.50	71	308	3.9	-17.47	-71.7	-8.24	13
08/07/2014	16:12	AT	7	Wyeth	P1	7.0	6.81	129	147	1.7		-98.0	-13.60	5564
24/07/2014	12:08	OUT	8	Lacroix	C1	22.9	8.69	223	204	99.0	-2.14	-59.5	-6.56	
24/07/2014	13:41	OUT	8	Lacroix	C2	3.2	6.99	272	-234		-6.90	-61.1	-6.82	
24/07/2014	16:45	OUT	8	Lacroix	EXUT	23.5	8.75	224	140	99.0		-59.1	-6.53	
24/07/2014	15:40	OUT	8	Lacroix	P1	14.4	7.70	238	120	84.4		-98.8	-13.82	28330
25/07/2014	11:07	OUT	9	Lanthier	C1	22.0	8.04	446	196	107.5	-9.41	-75.5	-10.39	
25/07/2014	11:55	OUT	9	Lanthier	C2	10.3	7.31	536	211	39.0	-13.03	-79.8	-11.52	134
25/07/2014	13:20	OUT	9	Lanthier	EXUT	24.4	8.11	440	188	124.0		-75.3	-10.33	55
25/07/2014	14:38	OUT	9	Lanthier	P1	12.0	7.86	311	186	28.2		-82.4	-11.87	25572
23/07/2014	13:56	OUT	10	Lachigan	C1	23.3	7.90	94	202	94.0	-4.98	-58.7	-6.30	
23/07/2014	14:34	OUT	10	Lachigan	C2	13.9	6.87	131	237	24.0	-10.76	-61.4	-7.03	9
23/07/2014	11:59	OUT	10	Lachigan	P1	11.9	7.57	175	222	32.0		-80.7	-11.25	10137
22/07/2014	10:53	OUT	11	Aidans	C1	22.9	7.52	54	275	103.5	-5.05	-67.4	-8.93	
22/07/2014	12:19	OUT	11	Aidans	C2	4.3	6.56	51	360	82.0	-14.15	-77.4	-10.74	
22/07/2014	15:00	OUT	11	Aidans	P1	13.8	5.64	436	196			-68.4	-9.89	27040
21/07/2014	15:18	OUT	12	Bleu	C1	23.5	6.64	13	186	93.0	-6.57	-48.9	-5.01	
21/07/2014	16:33	OUT	12	Bleu	C2	10.1	5.65	17	287	14.0	-18.41	-52.8	-5.55	
21/07/2014	13:10	OUT	12	Bleu	P1	9.3	6.65	137	58	6.0		-62.0	-7.68	29088

Date	Heure	Région	ID	Lac	Type	T	pH	CE	ORP	O ₂ dissous	δ ¹³ C	δ ² H	δ ¹⁸ O	²²² Rn
						°C		µm/cm	mV	%	‰ VPDB	‰ VSMOW	‰ VSMOW	Bq/m3
06/06/2014	13:56	LLM	13	Lacasse	C1	20.2	7.03	70	163	131.0	-9.13	-76.6	-10.57	
06/06/2014	12:32	LLM	13	Lacasse	C2	9.1	6.27	100	205	37.0	-18.66	-76.6	-10.89	342
06/06/2014	15:00	LLM	13	Lacasse	P1	10.9	5.51	83	257	104.0		-81.5	-12.00	12328
05/06/2014	17:45	LLM	14	Richard	C1	18.9	6.50	61	87		-9.64	-69.1	-9.14	
05/06/2014	17:30	LLM	14	Richard	C2	8.6	6.13	97	88			-70.7	-9.39	91
05/06/2014	16:00	LLM	14	Richard	P1	8.9	6.72	164	99			-76.5	-11.08	3635
03/06/2014	15:00	LLM	15	Saint-Yves	P1	11.3	6.80	111	174			-71.0	-9.84	7288
05/06/2014	13:00	LLM	15	Saint-Yves	A	17.8	6.34	25	109			-72.0	-10.14	32
05/06/2014	11:00	LLM	15	Saint-Yves	C1	19.2	6.44	25	120		-13.65	-70.0	-10.10	
05/06/2014	10:21	LLM	15	Saint-Yves	C2	8.7	5.62	21	203		-25.10	-82.9	-12.00	
05/06/2014	12:00	LLM	15	Saint-Yves	EXUT	18.6	6.29	25	113			-70.6	-10.19	38
02/06/2014	17:00	LLM	16	Pêche	B1	5.3	5.60	22	243			-75.1	-10.63	15
02/06/2014	17:30	LLM	16	Pêche	B2	7.4	5.70	22	261			-75.8	-10.73	16
02/06/2014	16:30	LLM	16	Pêche	C1	20.1	6.90	20	202		-8.09	-73.9	-10.25	
02/06/2014	16:15	LLM	16	Pêche	C2	9.0	6.00	22	231			-76.8	-10.70	
02/06/2014	16:00	LLM	16	Pêche	C3	4.3	5.60	23	250		-22.80	-74.6	-10.53	42
03/06/2014	12:00	LLM	16	Pêche	EXUT	20.3	6.60	20	248			-74.0	-10.09	74
03/06/2014	10:00	LLM	16	Pêche	P1	5.4	7.30	183	-104			-78.3	-11.26	19827
03/06/2014	11:00	LLM	16	Pêche	P2	10.3	6.20	129	198			-86.6	-12.52	1980
19/06/2014	15:43	SAG	17	Girard	C1	19.0	8.48	176	90	11.1	-8.27	-97.9	-12.69	
19/06/2014	15:28	SAG	17	Girard	C2	3.1	7.46	263	34	5.2	-12.49	-97.7	-12.95	
20/06/2014	10:30	SAG	17	Girard	P1	10.3	7.96	245	-28	1.2		-106.7	-14.62	4871
17/06/2014	15:25	SAG	18	Beau Portage	C1	20.4	8.44	115	143	13.4	-2.86	-74.1	-8.11	
17/06/2014	16:52	SAG	18	Beau Portage	C2	4.2	7.40	152	257	6.9	-4.67	-71.5	-7.60	35
17/06/2014	18:00	SAG	18	Beau Portage	P1	8.6	7.61	265	-19	6.2		-102.1	-13.64	4778
20/06/2014	13:15	SAG	18	Beau Portage	P2A	9.6	7.91	308	-134	1.8		-104.5	-14.26	2911
20/06/2014	13:40	SAG	18	Beau Portage	P2B	8.9	7.89	307	-136	3.4		-104.2	-14.21	3197
18/06/2014	18:10	SAG	19	Hudon	P1	12.3	6.09	32	186	5.4		-77.4	-9.48	4847
20/06/2014	18:40	SAG	19	Hudon	C1	20.4	7.25	20	212	15.4	-5.53	-81.8	-10.01	3
18/06/2014	15:54	SAG	20	Cèdres	A	5.1	7.59	70	266	6.2		-94.2	-13.09	3724
18/06/2014	14:43	SAG	20	Cèdres	C1	11.3	7.70	63	250	9.1	-16.72	-93.6	-12.92	3254
18/06/2014	16:55	SAG	20	Cèdres	EXUT	17.2	8.06	63	266	9.9		-93.2	-12.85	1731
18/06/2014	12:00	SAG	20	Cèdres	P1	9.4	7.14	44	185	7.1		-97.8	-13.58	5677
21/06/2014	14:11	SAG	21	Ludovic	C1	18.7	7.18	21	295	16.4	-2.82	-78.8	-9.82	
21/06/2014	13:54	SAG	21	Ludovic	C2	7.9	6.52	21	311	12.5	-3.47	-81.7	-10.19	22
21/06/2014	11:03	SAG	21	Ludovic	P1	15.9	5.68	25	211	6.6		-79.4	-9.80	2498
21/06/2014	15:00	SAG	21	Ludovic	P2	11.1	6.30	34	214	5.3		-81.3	-9.97	9694

Date	Région	ID	Lac	Type	F- mg/L	Cl- mg/L	NO ₂ - mg/L	NO ₃ - mg/L	SO ₄ ²⁻ mg/L	HCO ₃ ⁻ mg/L	K ⁺ mg/L	Na ⁺ mg/L	Ca ²⁺ mg/L	Mg ²⁺ mg/L
12/07/2014	AT	1	Castor	C1	0.00	2.05	0.00	0.00	2.79	3.34	0.30	0.91	0.66	0.24
12/07/2014	AT	1	Castor	C2	0.00	2.04	0.00	0.00	2.08	3.63	0.29	0.88	0.65	0.20
12/07/2014	AT	1	Castor	P1	0.13	1.98	0.00	0.00	2.34	153.60	2.05	5.52	53.15	13.04
10/07/2014	AT	2	François	C1	0.00	0.93	0.00	0.00	10.30	6.25	0.25	0.30	0.87	0.24
10/07/2014	AT	2	François	C2	0.71	1.04	0.00	0.00	0.77	12.61	0.56	0.46	3.27	0.45
10/07/2014	AT	2	François	P1	0.00	1.06	0.00	0.00	0.00	14.19	0.15	1.16	2.49	0.39
10/07/2014	AT	2	François	P2	0.14	3.78	0.00	0.00	3.03	112.46	1.09	3.98	29.699	6.92
10/07/2014	AT	2	François	source	0.00	85.27	0.00	0.00	5.05	51.33	1.03	32.91	19.73	4.78
12/07/2014	AT	3	Sauvage	C1	0.00	24.37	0.00	0.00	3.50	5.35	0.81	13.65	1.79	0.61
12/07/2014	AT	3	Sauvage	C2	0.00	28.37	0.00	0.00	1.52	5.58	0.82	16.15	2.55	0.61
12/07/2014	AT	3	Sauvage	P1	0.09	2.14	0.00	1.09	1.56	45.09	0.66	1.89	11.88	2.00
07/07/2014	AT	4	Emeraude	C1	0.00	1.80	0.00	0.00	4.10	4.06	0.41	0.89	0.63	0.21
07/07/2014	AT	4	Emeraude	P1	0.00	17.98	0.00	7.80	0.84	146.93	1.13	5.90	32.10	4.96
11/07/2014	AT	5	Paix	C1	0.00	0.85	0.00	0.00	6.42	1.91	0.18	0.19	0.42	0.07
11/07/2014	AT	5	Paix	P1	0.00	1.48	0.00	2.74	3.31	15.95	0.24	2.39	5.34	0.38
09/07/2014	AT	6	Clair	C1	0.00	1.24	0.00	0.00	3.79	9.46	0.30	0.77	1.09	0.20
09/07/2014	AT	6	Clair	C2	0.00	1.28	0.00	0.00	1.46	7.67	0.27	0.77	1.14	0.20
09/07/2014	AT	6	Clair	P1	0.19	3.75	0.00	9.55	1.53	22.70	0.64	2.80	6.31	1.44
09/07/2014	AT	6	Clair	P2	0.18	0.95	0.00	0.77	3.12	30.45	1.07	2.02	5.68	1.17
08/07/2014	AT	7	Wyeth	C1	0.00	21.48	0.00	0.00	4.20	3.35	0.30	11.53	1.37	0.40
08/07/2014	AT	7	Wyeth	C2	0.00	17.89	0.00	0.00	2.44	3.75	0.32	10.53	1.44	0.41
08/07/2014	AT	7	Wyeth	P1	0.00	14.03	0.00	0.00	2.22	33.94	1.44	8.28	12.41	1.43
24/07/2014	OUT	8	Lacroix	C1	0.00	22.02	0.00	0.00	4.53	79.15	1.48	10.34	26.40	3.43
24/07/2014	OUT	8	Lacroix	C2	0.00	24.61	0.00	0.00	3.05	95.33	1.73	10.97	32.86	3.86
24/07/2014	OUT	8	Lacroix	EXUT	0.00	21.82	0.00	0.00	4.51	73.79	1.47	10.28	26.30	3.41
24/07/2014	OUT	8	Lacroix	P1	0.37	1.88	0.00	3.84	5.72	113.37	2.04	1.25	39.86	3.17
25/07/2014	OUT	9	Lanthier	C1	0.00	29.89	0.00	1.54	17.70	173.67	2.00	16.02	60.67	7.13
25/07/2014	OUT	9	Lanthier	C2	0.00	28.78	0.00	1.05	26.75	207.81	2.14	14.53	79.16	8.04
25/07/2014	OUT	9	Lanthier	EXUT	0.00	29.61	0.00	1.49	17.40	163.12	2.03	15.69	56.35	7.12
25/07/2014	OUT	9	Lanthier	P1	0.23	14.36	0.00	0.00	16.70	126.91	2.20	6.80	42.16	7.24
23/07/2014	OUT	10	Lachigan	C1	0.00	1.43	0.00	0.00	2.65	46.76	0.64	0.45	13.50	2.04
23/07/2014	OUT	10	Lachigan	C2	0.00	1.90	0.00	0.00	2.16	65.45	0.81	0.56	20.33	2.82
23/07/2014	OUT	10	Lachigan	P1	0.00	1.69	0.00	0.81	5.69	86.06	0.71	0.87	28.30	2.94
22/07/2014	OUT	11	Aidans	C1	0.00	2.55	0.00	0.00	3.90	19.35	0.60	1.48	6.44	0.92
22/07/2014	OUT	11	Aidans	C2	0.00	2.33	0.00	0.97	4.21	17.11	0.63	1.37	6.02	0.82
22/07/2014	OUT	11	Aidans	P1	0.00	139.42	0.00	1.62	7.42	19.80	4.54	44.96	23.54	2.41
21/07/2014	OUT	12	Bleu	C1						3.27	0.36	0.23	1.42	0.22
21/07/2014	OUT	12	Bleu	C2	0.00	1.18	0.00	0.00	1.59	7.66	0.44	0.24	1.88	0.27
21/07/2014	OUT	12	Bleu	P1	0.17	2.45	0.00	0.00	1.08	76.69	0.66	1.30	23.10	1.33

Date	Région	ID	Lac	Type	F ⁻	Cl ⁻	NO ₂ ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺
					mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L
06/06/2014	LLM	13	Lacasse	C1	0.00	9.22	0.00	0.00	3.99	16.89	0.48	4.25	5.78	1.43
06/06/2014	LLM	13	Lacasse	C2	0.00	10.80	0.00	1.11	4.84	38.65	0.68	4.57	8.79	2.13
06/06/2014	LLM	13	Lacasse	P1	0.22	5.11	0.00	12.47	8.87	10.03	2.11	3.97	6.26	1.26
05/06/2014	LLM	14	Richard	C1	0.00	3.23	0.00	0.00	0.00	30.51	2.17	0.89	8.65	0.75
05/06/2014	LLM	14	Richard	C2	0.00	5.09	0.00	25.08	4.74	49.62	2.77	1.25	14.11	1.20
05/06/2014	LLM	14	Richard	P1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	48.45	1.55	3.92	21.79	1.26
03/06/2014	LLM	15	Saint-Yves	P1	0.20	2.00	0.00	0.00	0.00	50.07	0.03	23.73	0.09	0.01
05/06/2014	LLM	15	Saint-Yves	A	0.00	11.74	0.00	0.00	2.27	8.35	0.30	1.44	2.50	0.50
05/06/2014	LLM	15	Saint-Yves	C1	0.33	2.42	0.00	0.00	8.39	9.81	0.31	1.41	2.40	0.48
05/06/2014	LLM	15	Saint-Yves	C2	0.22	2.19	0.00	0.00	2.96	2.23	0.24	1.22	1.73	0.32
05/06/2014	LLM	15	Saint-Yves	EXUT	0.00	1.75	0.00	1.13	2.81	8.32	0.30	1.38	2.43	0.49
02/06/2014	LLM	16	Pêche	B1	0.00	2.13	0.00	1.00	3.14	9.94	0.28	0.91	1.86	0.45
02/06/2014	LLM	16	Pêche	B2	0.00	2.07	0.00	0.00	2.94	9.74	0.28	0.94	1.86	0.44
02/06/2014	LLM	16	Pêche	C1	0.00	1.47	0.00	0.00	2.43	12.11	0.25	0.92	1.91	0.43
02/06/2014	LLM	16	Pêche	C2	0.00	0.00	0.00	0.00	2.94	8.83				
02/06/2014	LLM	16	Pêche	C3	0.00	2.03	0.00	1.04	2.96	7.51	0.28	0.91	1.81	0.46
03/06/2014	LLM	16	Pêche	EXUT	0.00	1.98	0.00	0.00	2.94	4.43	0.25	0.92	2.03	0.45
03/06/2014	LLM	16	Pêche	P1	0.48	6.76	0.00	0.00	12.43	84.12	0.68	3.16	23.44	3.92
03/06/2014	LLM	16	Pêche	P2	0.00	3.99	0.99	0.71	16.10	48.27	1.22	3.62	16.31	0.84
19/06/2014	SAG	17	Girard	C1	0.18	1.90	0.00	0.51	1.39	93.34	1.41	1.33	29.77	3.57
19/06/2014	SAG	17	Girard	C2	0.16	2.25	0.00	0.98	9.15	151.86	1.91	1.67	44.93	4.86
20/06/2014	SAG	17	Girard	P1	0.27	1.61	0.00	0.00	11.71	107.52	2.19	2.13	41.79	4.01
17/06/2014	SAG	18	Beau Portage	C1	0.16	1.73	0.00	0.00	1.28	143.28	0.76	0.59	19.65	0.75
17/06/2014	SAG	18	Beau Portage	C2	0.00	2.03	0.00	0.00	1.27	90.91	1.00	0.72	28.43	1.01
17/06/2014	SAG	18	Beau Portage	P1	0.22	2.44	0.00	0.00	0.92	244.53	0.60	1.41	46.20	2.40
20/06/2014	SAG	18	Beau Portage	P2A	0.16	5.60	0.00	0.00	6.70	143.42	1.37	2.51	52.06	3.00
20/06/2014	SAG	18	Beau Portage	P2B	0.18	5.54	0.00	0.00	13.98	145.31	1.37	2.51	36.92	2.97
18/06/2014	SAG	19	Hudon	P1	0.00	2.31	0.00	2.03	1.53	12.39	0.23	1.14	3.67	0.33
20/06/2014	SAG	19	Hudon	C1	0.00	0.85	0.00	0.00	17.12	14.39	0.21	0.67	2.64	0.27
18/06/2014	SAG	20	Cèdres	A	0.00	1.30	0.00	2.06	13.34	36.81	0.32	1.26	10.36	0.65
18/06/2014	SAG	20	Cèdres	C1	0.00	1.13	0.00	1.70	2.17	35.60	0.38	1.20	8.48	0.68
18/06/2014	SAG	20	Cèdres	EXUT	0.00	1.20	0.00	1.70	2.07	32.95	0.38	1.19	8.91	0.69
18/06/2014	SAG	20	Cèdres	P1	0.00	0.95	0.00	0.51	2.11	30.08	0.32	1.09	5.93	0.58
21/06/2014	SAG	21	Ludovic	C1	0.00	1.93	0.00	0.00	2.61	9.12	0.33	1.03	2.37	0.23
21/06/2014	SAG	21	Ludovic	C2	0.00	1.92	0.00	0.58	2.01	7.48	0.29	1.00	2.45	0.19
21/06/2014	SAG	21	Ludovic	P1	0.00	2.62	0.00	0.00	1.96	8.96	0.36	1.08	2.70	0.18
21/06/2014	SAG	21	Ludovic	P2	0.00	2.36	0.00	0.62	2.72	12.99	0.32	1.45	3.75	0.19

ANNEXE I

VALEURS DES MESURES DE LA SECONDE CAMPAGNE DE TERRAIN (OCTOBRE-NOVEMBRE 2014)

Date	Région	ID	Lac	Type	T	pH	CE	ORP	O ₂ dissous	δ ¹³ C	δ ² H	δ ¹⁸ O
					°C		μS/cm	mV	%	‰ VPDB	‰ VSMOW	‰ VSMOW
30/09/2014	AT	1	Castor	C1	11.8	6.04	14	220	92	-13.87	-72.1	-8.01
30/09/2014	AT	1	Castor	C2	11.7	5.98	14	243	89	-10.96	-72.6	-7.97
30/09/2014	AT	2	François	C1	11.3	6.56	9	189.5	99	-6.64	-78.3	-8.57
30/09/2014	AT	2	François	C2	5.3	5.5	36	-143	5.2	-5.25	-78.5	-8.57
30/09/2014	AT	3	Sauvage	C1	11.4	6.24	96	135	84	-10.93	-76.5	-8.58
30/09/2014	AT	3	Sauvage	C2	11	6.24	96	161	79	-11.63	-76.1	-8.52
01/10/2014	AT	4	Emeraude	C1	11.6	6.3	10	232.5	94	-9.50	-71.9	-7.52
01/10/2014	AT	4	Emeraude	C2	11.5	6.3	10	240	95	-10.70	-72.1	-7.49
01/10/2014	AT	5	Paix	C1	12.17	5.75	6	246	93	-11.59	-70.5	-7.34
01/10/2014	AT	5	Paix	C2	12	5.68	6	274	90	-11.90	-69.7	-7.33
02/10/2014	AT	6	Clair	C1	13.2	6.84	13	229.5	92.5	-5.98	-72.3	-8.23
02/10/2014	AT	6	Clair	C2	12.3	6.66	13	239	89	-5.72	-73.6	-8.22
02/10/2014	AT	7	Wyeth	C1	13.4	6.33	72	249	96	-13.96	-69.4	-7.69
02/10/2014	AT	7	Wyeth	C2	4.99	5.42	73	327	41	-21.77	-72.9	-8.24
06/11/2014	OUT	8	Lacroix	C1	8.25	7.79	234	271	86	-2.42	-58.7	-6.55
06/11/2014	OUT	8	Lacroix	C2	4.99	6.88	281	-221	14	-77.89	-62.1	-7.00
06/11/2014	OUT	8	Lacroix	EXUT	8.3	7.95	234	97		-2.70	-59.4	-6.62
06/11/2014	OUT	9	Lanthier	C1	8.93	7.86	507	211	86	-10.58	-78.5	-11.10
06/11/2014	OUT	9	Lanthier	C2	8.9	7.81	508	217	80.5	-10.72	-78.0	-11.07
06/11/2014	OUT	9	Lanthier	EXUT	9.1	7.94	507	204		-10.25	-77.4	-11.06
07/11/2014	OUT	10	Lachigan	C1	8.96	7.38	102	280	74	-8.36	-57.9	-6.26
07/11/2014	OUT	10	Lachigan	C2	8.9	7.36	102	270	69	-7.37	-57.7	-6.30
05/11/2014	OUT	11	Aidans	C1	8.25	7.09	60	306	83	-8.73	-69.3	-9.28
05/11/2014	OUT	11	Aidans	C2	4.26	6.5	54	315	63	-15.42	-77.2	-10.63
05/11/2014	OUT	11	Aidans	C3	4.29	6.39	59	285	41	-18.57	-76.7	-10.59
04/11/2014	OUT	12	Bleu	C1	8.3	6.39	14	285	80	-7.34	-48.8	-4.83
04/11/2014	OUT	12	Bleu	C2	8.15	6.25	14	324.5	80	-10.69	-48.6	-4.86

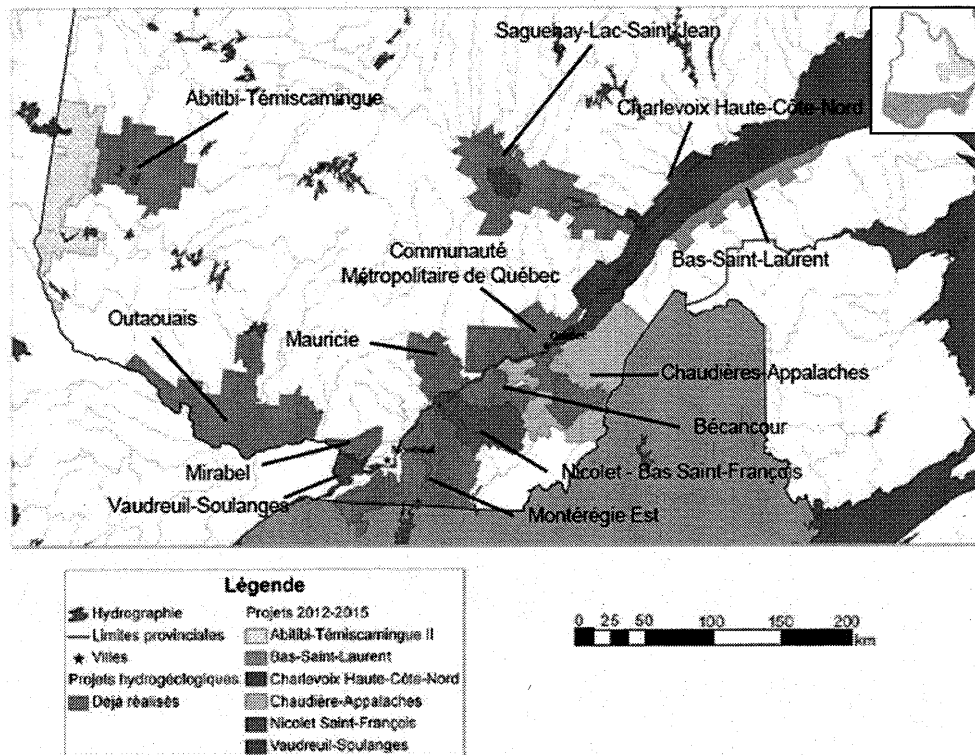
Date	Région	ID	Lac	Type	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺
					mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L
30/09/2014	AT	1	Castor	C1	0.00	3.74	0.00	2.82	2.95	0.30	1.08	0.73	0.23
30/09/2014	AT	1	Castor	C2	0.00	3.76	0.00	3.10	1.63	0.30	1.09	0.71	0.23
30/09/2014	AT	2	François	C1	0.00	2.93	0.00	1.96	3.83	0.70	0.34	48.98	2.28
30/09/2014	AT	2	François	C2	0.00	3.13	0.00	2.03	14.89	0.59	0.26	3.19	0.52
30/09/2014	AT	3	Sauvage	C1	0.00	22.20	0.00	2.15	4.94	0.80	14.05	1.92	0.63
30/09/2014	AT	3	Sauvage	C2	0.00	22.60	0.00	2.13	4.45	0.79	14.18	2.03	0.60
01/10/2014	AT	4	Emeraude	C1					2.30				
01/10/2014	AT	4	Emeraude	C2	0.00	3.61	0.00	2.04	1.56	0.37	0.88	0.72	0.23
01/10/2014	AT	5	Paix	C1	0.00		0.00		1.39				
01/10/2014	AT	5	Paix	C2	0.00	2.80	0.00	2.50	0.72	0.21	0.22	0.54	0.09
02/10/2014	AT	6	Clair	C1	0.00	3.04	0.00	2.58	5.09	0.33	0.85	1.44	0.24
02/10/2014	AT	6	Clair	C2	0.00	3.07	0.00	2.52	5.83	0.31	0.84	1.26	0.24
02/10/2014	AT	7	Wyeth	C1	0.00	18.19	0.00	3.11	2.61	0.32	11.31	1.54	0.46
02/10/2014	AT	7	Wyeth	C2	0.00	18.01	0.00	3.19	2.11	0.33	11.41	1.59	0.47
06/11/2014	OUT	8	Lacroix	C1	0.00	19.38	0.00	4.72	96.27	1.59	10.98	30.11	3.89
06/11/2014	OUT	8	Lacroix	C2	0.38	21.57	0.00	3.33	86.90	1.77	11.63	34.27	4.29
06/11/2014	OUT	8	Lacroix	EXUT	0.00	19.72	0.00	4.82	96.28	1.52	10.92	30.45	3.91
06/11/2014	OUT	9	Lanthier	C1	0.38	32.34	3.61	17.87	233.47	1.96	19.36	79.52	8.47
06/11/2014	OUT	9	Lanthier	C2	0.00	35.87	3.91	22.16	239.14	1.92	19.50	77.14	8.78
06/11/2014	OUT	9	Lanthier	EXUT	0.37	32.32	3.49	18.17	235.53	1.90	19.51	76.43	8.71
07/11/2014	OUT	10	Lachigan	C1	0.00	3.21	0.00	2.83	58.10	0.73	0.53	16.18	2.48
07/11/2014	OUT	10	Lachigan	C2	0.00	2.94	0.00	3.69	59.34	0.69	0.51	16.79	2.54
05/11/2014	OUT	11	Aidans	C1	0.00	4.41	0.00	4.68	23.48	0.71	1.65	7.43	1.12
05/11/2014	OUT	11	Aidans	C2	0.00	3.77	3.04	5.34	19.19	0.67	1.52	6.97	0.95
05/11/2014	OUT	11	Aidans	C3	0.00	4.39	2.84	5.08	21.76	0.68	1.55	7.45	1.07
04/11/2014	OUT	12	Bleu	C1	0.00	2.79	0.00	2.41	8.68	0.39	0.24	1.49	0.25
04/11/2014	OUT	12	Bleu	C2	0.00	2.94	0.00	2.08	4.65	0.38	0.24	1.49	0.25

Date	Région	ID	Lac	Type	T	pH	CE	ORP	O ₂ dissous	δ ¹³ C	δ ² H	δ ¹⁸ O
					°C		µS/cm	mV	%	‰ VPDB	‰ VSMOW	‰ VSMOW
05/11/2014	LLM	13	Lacasse	C1	5.2	7.1	79	219	89	-8.13	-66.3	-8.59
05/11/2014	LLM	13	Lacasse	C2	5.09	7.09	79	239	85	-8.49	-66.2	-8.55
07/11/2014	LLM	14	Richard	C1	5.58	6.53	77	253	24	-10.04	-60.9	-7.75
07/11/2014	LLM	14	Richard	C2	5.38	6.51	76	243	23	-10.59	-60.9	-7.78
08/11/2014	LLM	15	Saint-Yves	A	2.3	6.61	26	245.5		-11.31	-67.3	-9.75
08/11/2014	LLM	15	Saint-Yves	C1	3.2	6.65	25	304.5	92	-10.94	-66.5	-9.55
08/11/2014	LLM	15	Saint-Yves	C2	3.26	6.64	25	324	92	-13.67	-65.8	-9.54
08/11/2014	LLM	16	Pêche	C1	5.42	6.4	22	294.5	81	-15.91	-65.0	-8.86
08/11/2014	LLM	16	Pêche	C2	5.3	6.27	22	319.5	82.5	-6.94	-65.5	-8.93
08/11/2014	LLM	16	Pêche	EXUT	4.9	6.43	22	360		-15.43	-65.6	-9.01
08/10/2014	SAG	17	Girard	C1	13.2	8.39	207	120	107	-6.35	-93.7	-12.06
08/10/2014	SAG	17	Girard	C2	6.1	7.52	297	76	7	-10.88	-99.1	-13.03
08/10/2014	SAG	18	Beau Portage	C1	13.4	8.17	133	192	94	-1.71	-69.7	-7.29
08/10/2014	SAG	18	Beau Portage	C2	6.7	7.03	178	-14	5	-31.55	-71.1	-7.77
07/10/2014	SAG	19	Hudon	C1	12.8	7.2	20	51	91	-5.49	-74.2	-8.58
07/10/2014	SAG	19	Hudon	C2	12.7	7.15	20	85	85	-4.32	-74.3	-8.67
07/10/2014	SAG	20	Cèdres	A	8.7	7.47	77			-15.30	-92.2	-12.90
07/10/2014	SAG	20	Cèdres	C1	8.7	7.55	67	235		-14.07	-92.6	-12.95
07/10/2014	SAG	20	Cèdres	C2	8.7	7.53	67	244		-13.65	-92.3	-12.88
07/10/2014	SAG	20	Cèdres	EXUT	8.7	7.75	67					
09/10/2014	SAG	21	Ludovic	B	11.7	7.12	22	277	91	-4.63	-75.6	-9.01
09/10/2014	SAG	21	Ludovic	C1	12.3	7	22	186	91	-5.24	-75.7	-9.09
09/10/2014	SAG	21	Ludovic	C2	12.3	6.94	22	240.5	91	-5.69	-76.8	-9.03

Date	Région	ID	Lac	Type	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺
					mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L
05/11/2014	LLM	13	Lacasse	C1	0.00	10.71	0.00	4.60	19.66	0.54	4.58	6.35	1.82
05/11/2014	LLM	13	Lacasse	C2	0.00	9.88	0.00	5.35	18.86	0.64	4.52	6.34	1.83
07/11/2014	LLM	14	Richard	C1					41.58	2.63	1.04	11.40	0.98
07/11/2014	LLM	14	Richard	C2	0.00	3.42	0.00	0.00	42.16	2.60	1.02	11.39	0.98
08/11/2014	LLM	15	Saint-Yves	A	0.39	3.22	2.63	3.72	5.17	0.35	1.37	2.41	0.57
08/11/2014	LLM	15	Saint-Yves	C1	0.38	3.22	2.64	3.48	6.89	0.38	1.39	2.33	0.56
08/11/2014	LLM	15	Saint-Yves	C2	0.37	3.27	0.00	3.57	6.19	0.37	1.41	2.31	0.56
08/11/2014	LLM	16	Pêche	C1	0.35	2.85	0.00	3.72	8.85	0.30	0.94	2.18	0.53
08/11/2014	LLM	16	Pêche	C2	0.35	2.82	0.00	3.61	5.97	0.30	0.94	2.17	0.53
08/11/2014	LLM	16	Pêche	EXUT	0.35	2.93	0.00	3.48	7.18	0.30	0.93	2.17	0.53
08/10/2014	SAG	17	Girard	C1	0.63	3.93	0.00	11.24	113.04	1.68	1.58	34.34	4.76
08/10/2014	SAG	17	Girard	C2	0.57	4.12	0.00	12.10	173.52	1.87	1.71	52.09	5.16
08/10/2014	SAG	18	Beau Portage	C1	0.70	3.69	0.00	2.35	78.10	0.75	0.63	25.32	0.92
08/10/2014	SAG	18	Beau Portage	C2	0.52	3.81	0.00	1.94	102.13	0.95	0.74	32.20	1.08
07/10/2014	SAG	19	Hudon	C1					11.30				
07/10/2014	SAG	19	Hudon	C2	0.00	2.95	0.00	1.16	10.75	0.18	0.73	2.55	0.31
07/10/2014	SAG	20	Cèdres	A	0.00	3.22	3.94	2.73	44.70	0.41	1.39	12.15	0.79
07/10/2014	SAG	20	Cèdres	C1					41.34				
07/10/2014	SAG	20	Cèdres	C2	0.00	3.19	3.63	2.62	36.49	0.45	1.35	10.11	0.80
07/10/2014	SAG	20	Cèdres	EXUT									
09/10/2014	SAG	21	Ludovic	B	0.00	3.78	0.00	2.99	7.79	0.30	1.10	2.26	0.21
09/10/2014	SAG	21	Ludovic	C1	0.00	3.73	0.00	3.28	9.37	0.31	1.11	2.28	0.21
09/10/2014	SAG	21	Ludovic	C2	0.00	3.71	0.00	3.37	8.90	0.30	1.10	2.27	0.21

ANNEXE J

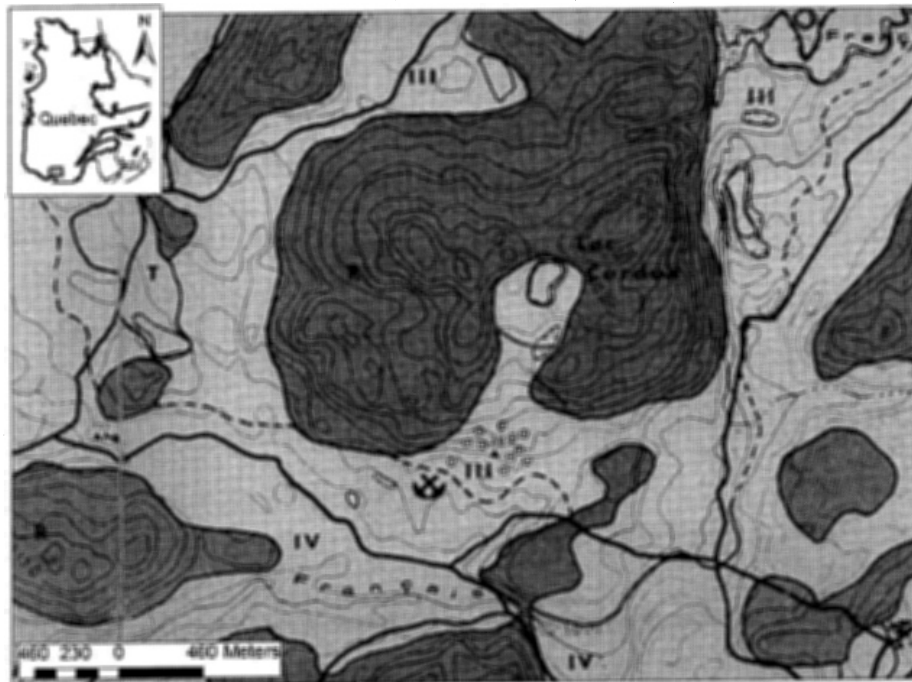
LOCALISATION DES PROJETS D'ACQUISITION DES CONNAISSANCES SUR LES EAUX SOUTERRAINES (PACES)



(www.rqes.ca)

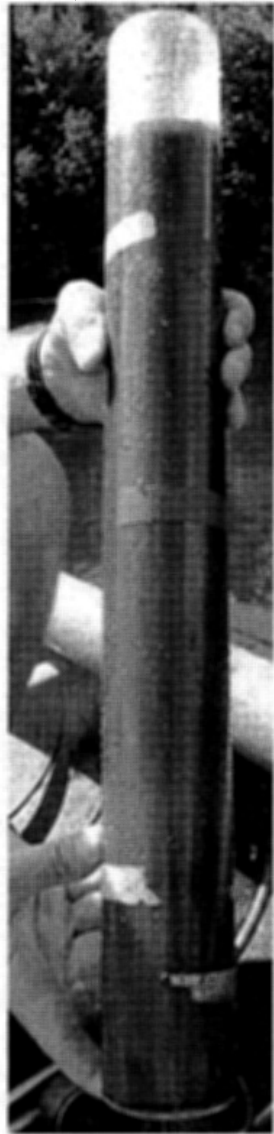
ANNEXE K

CARTE GEOLOGIQUE QUATERNAIRE DISPONIBLE POUR LE LAC LACASSE (LAMOTHE, 1952)



ANNEXE L

ILLUSTRATION DE L'ÉCHANTILLONNAGE DES SEDIMENTS LACUSTRES



a) **Sédiments peu consolidés**

b) **Sédiments plus compacts**

ANNEXE M CARACTERISTIQUES DES DIFFERENT PUIITS

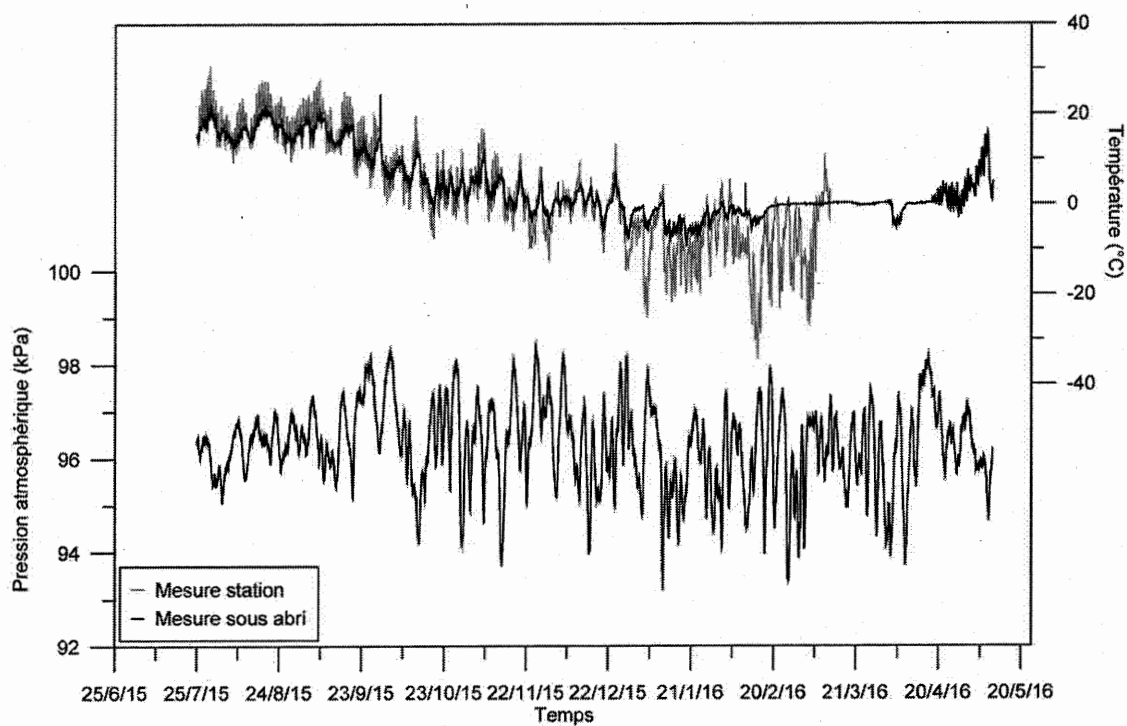
nom	type	Dimensions connues des puits (m)	date relevé piézométrique	heure relevé piézométrique	niveau piézométrique / repère (m)	altitude du sol (m)	hauteur repère / sol (m)	Niveau piézométrique (m)	installation entre puit et sortie extérieure
p1	profond	Diamètre : 0.15	06/08/2015	18:28	13.49	441.48	0.12	428.1	petit réservoir
			07/09/2015	17:30	14.85		0.12	426.8	
			06/10/2015	15:45	14.54		0.12	427.1	
			18/11/2015	17:00	13.49		0.12	428.1	
			17/12/2015	11:15	13.65		0.12	428.0	
			09/08/2016	15:00	14.67		0.12	426.9	
p2	surface	Profondeur : 4.9 Diamètre : 0.92	30/07/2015	13:30	1.16	435.30	0.95	435.1	filtre à particules petit réservoir
			13/08/2015	11:15	1.40		0.95	434.9	
			06/10/2015	17:30	1.11		0.94	435.1	
			04/11/2015	16:00	1.28		0.94	435.0	
			17/12/2015	12:15	0.95		0.94	435.3	
p3	profond	Profondeur : 24 Diamètre : 0.15	06/08/2015	19:00	7.18	442.76	0.22	435.8	filtre à particules petit réservoir
			07/09/2015	09:45	7.05		0.22	435.9	
			13/10/2015	16:30	7.62		0.23	435.4	
			17/12/2015	12:00	6.72		0.22	436.3	
			09/08/2016	09:30	9.60		0.22	433.4	
p4	profond	Profondeur : 152 Diamètre : 0.15	11/08/2015	13:42	9.78	446.38	0.43	437.0	petit réservoir
			07/09/2015	10:50	12.12		0.43	434.7	
			11/11/2015	10:00	9.25		0.43	437.6	
p5	profond	Profondeur : 91.5 Diamètre : 0.15 Crépine : 13	07/10/2015	12:00	5.70	440.81	0.45	435.6	petit réservoir
p6	surface	Profondeur : 4.2 Diamètre : 0.92	06/08/2015	11:05	2.10	437.48	0.73	436.1	filtre au sel petit réservoir
			07/09/2015	17:15	2.04		0.69	436.1	
			06/10/2015	16:30	1.81		0.32	436.0	
			04/11/2015	14:30	1.75		0.73	436.5	
			17/12/2015	14:15	2.90		0.73	435.3	
			09/08/2016	09:00	3.42		0.75	434.8	
p7	surface	Diamètre : 0.92	13/08/2015	16:00	3.18	438.70	0.15	435.7	/
			06/10/2015	16:00	3.20		0.20	435.7	
			04/11/2015	14:15	2.91		0.15	435.9	
			17/12/2015	13:30	2.28		0.15	436.6	
			09/08/2016	09:00	3.50		0.15	435.3	
pz1	mini- piézomè- tre	Profondeur : 1.5 Diamètre : 0.15	13/08/2015	17:00	0.48	435.10	0.32	434.9	/
			13/10/2015	16:00	0.53		0.32	434.9	
			07/09/2015	17:30	0.75		0.32	434.7	
			13/10/2015	16:00	0.53		0.31	434.9	
p8	profond	Diamètre : 0.15	pas d'autorisation d'ouvrir le puit	petit réservoir					
p9	surface	Profondeur : 3.9 Diamètre : 0.92	24/07/2015	17:00	1.34	435.88	0.50	435.0	/
			07/09/2015	17:00	1.29		0.50	435.1	
			06/10/2015	16:15	1.27		0.50	435.1	
			04/11/2015	14:00	1.13		0.50	435.3	
			17/12/2015	13:00	1.13		0.50	435.3	

ANNEXE N
PARAMETRES MESURES ET INSTRUMENTS UTILISES

Instrument	Fonction	Unité	Résolution	Gamme	Précision (±)
Station météorologique	Pression barométrique	hPa	0.1	540-1100	1
	Humidité	%	1	1-100	3
	Précipitation	mm	0.2	0-6553	4%
	Intensité pluie	mm/h	0.1	0-2438	5% ≤ 127 mm/h
	Rayonnement solaire	W/m ²	1	0-1800	5%
	Énergie solaire	Ly	0.1	1999.9	5%
	Dose UV	MEDs	0.1	0-199	5%
	Température extérieure	°C	0.1	-40 à +65	0.5
	Direction du vent	°	1	0-360	3
	Vitesse du vent	m/s	0.1	1-67	5%
Sondes Solinst	Barologger edge	kPa	24 Bit		0.05
		°C	0.003	-10 à +50	0.05
	Levelogger junior edge M5	m	20 Bit	0-5	0.1%
		°C	0.1	-20 à +80	0.1
	Levelogger Gold M30	m		0-30	0.05%
		°C	0.003	-10 à +80	0.05
	Levelogger Junior M10	m	0.006	0-10	0.1%
		°C	0.1	-10 à +80	0.1
		µS/cm	1	0-80000	2% or 20

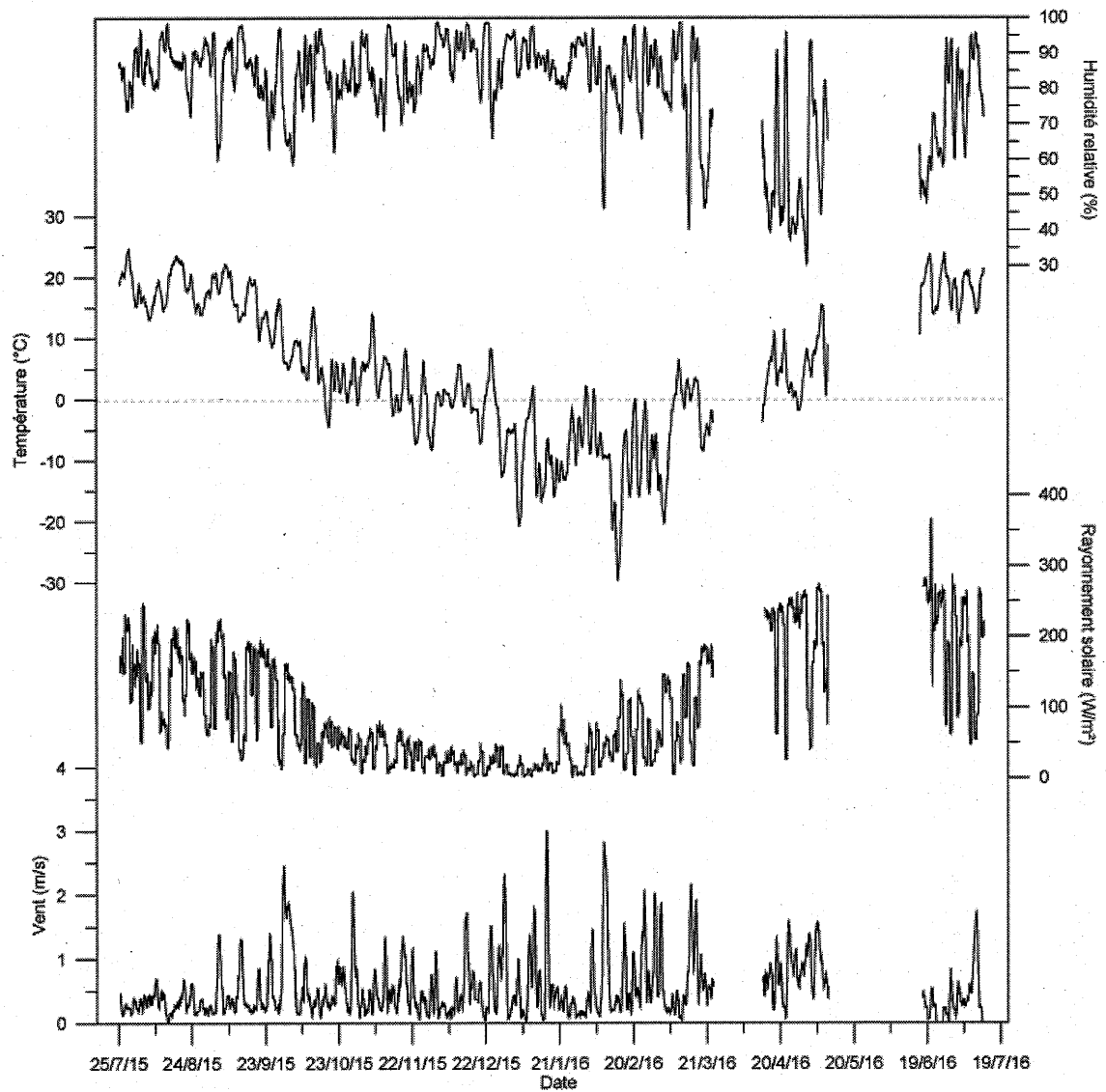
ANNEXE O
TEMPERATURE DE L'AIR ET PRESSION ATMOSPHERIQUE

Les mesures sont prises par la sonde barométrique sous abri et la station météorologique au pas de temps 1h (sous abri) jusqu'au 29 septembre et 15min à partir du 29 septembre.



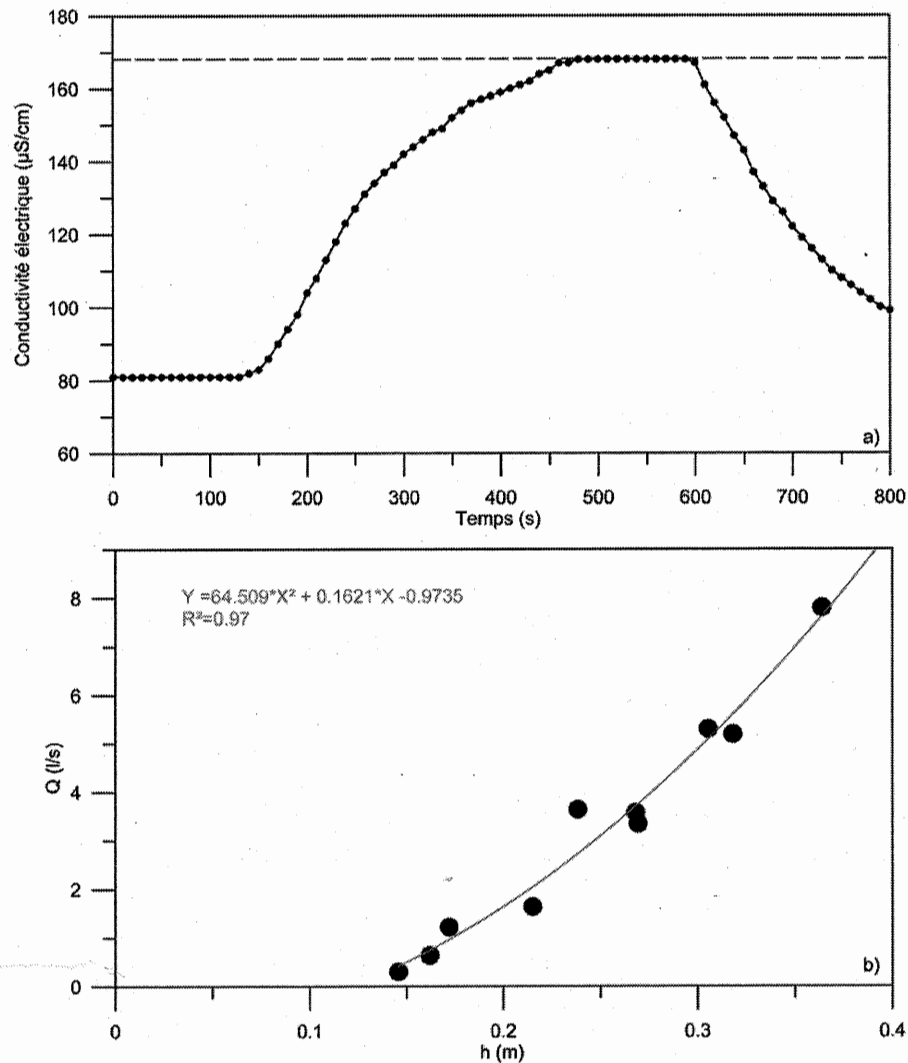
ANNEXE P

MOYENNES MOBILES SUR UNE JOURNEE DES PRINCIPALES DONNEES ENREGISTREES A LA STATION METEOROLOGIQUE DU LAC LACASSE



ANNEXE Q
JAUGEAGE DE L'EXUTOIRE DU LAC LACASSE

Exemple de jaugeage, mesure de la conductivité dans la rivière en aval de l'injection au cours du temps (haut) et courbe de tarage de l'exutoire du lac Lacasse (bas).



La méthode utilisée est l'injection continue (méthode à débit constant) qui consiste à injecter dans le cours d'eau un débit constant connu, q , d'une solution salée de conductivité électrique connue, C_1 , (solution mère) pendant un certain temps (Shaw *et al.*, 1994). La durée d'injection doit être telle que la concentration du traceur à la section de prélèvement, C_2 , reste constante pendant un certain laps de temps, appelé palier.

A partir des hypothèses suivantes :

- Le débit Q du cours d'eau est constant pendant la mesure (régime permanent)
- Le débit q du traceur à la section de prélèvement est égal à celui de l'injection (pas de perte) et négligeable devant Q ($q \ll Q$)
- Le mélange est homogène à la section de prélèvement

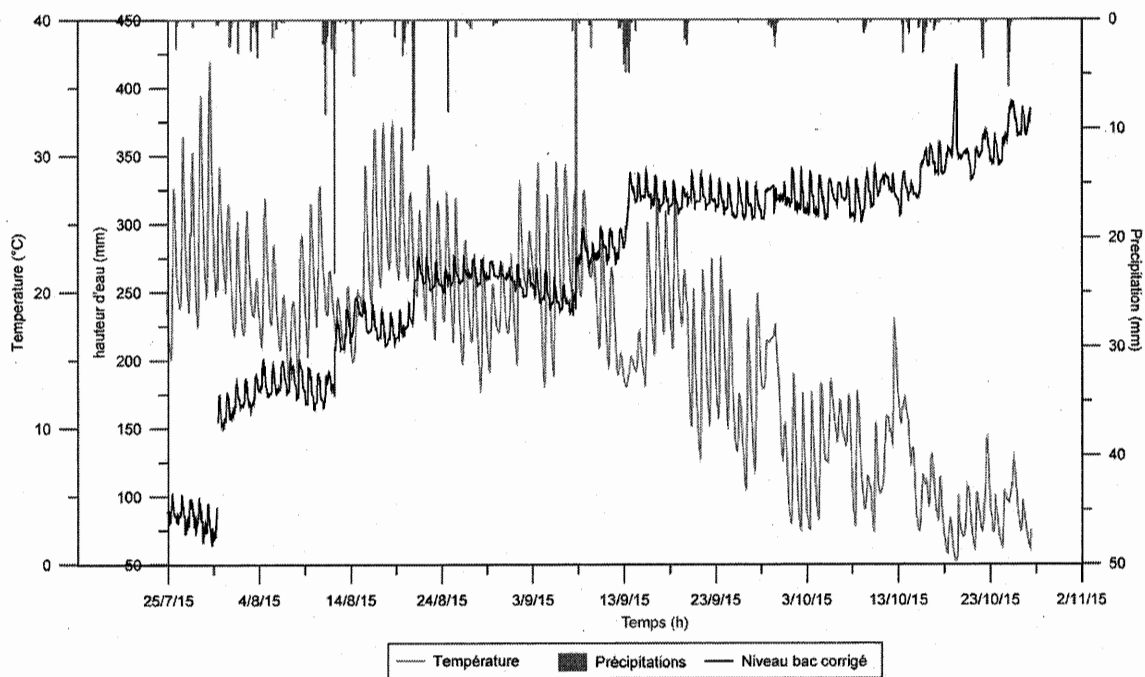
et en appliquant le principe de conservation de la masse de traceur, on obtient :

$$Q = q \frac{C_1}{C_2}$$

où Q représente le débit du cours d'eau (L/s), C_1 la conductivité électrique de la solution mère injectée dans le cours d'eau ($\mu\text{S/cm}$), C_2 la conductivité électrique du traceur dans le cours d'eau à la section de mesure située en aval du point d'injection ($C_2 = C_{\text{mesuré}} - C_{\text{rivière initiale}}$; $\mu\text{S/cm}$) et q le débit constant du traceur injecté dans le cours d'eau (L/s). Le débit mesuré est ensuite tracé en fonction des variations de hauteur d'eau mesurées en continu à l'exutoire du lac. La relation polynomiale obtenue entre le débit et la hauteur d'eau permet d'obtenir le débit de l'exutoire au cours du temps.

ANNEXE R

VARIATIONS DU NIVEAU DU BAC, CORRIGE DES APPORTS ET RETRAITS D'EAU, AU PAS DE TEMPS HORAIRE



ANNEXE S
CALCUL DE L'EVAPORATION

- **La méthode de Thornthwaite**

Le calcul de l'évaporation d'un lac, selon la méthode de Thornthwaite, est exprimée telle que :

$$E = \frac{10}{d} \left(1.6 \left(\frac{10T_a}{I} \right)^{6.75 \cdot 10^{-3} I^3 - 7.71 \cdot 10^{-5} I^2 + 1.79 \cdot 10^{-2} I + 0.49} \right)$$

avec d le nombre de jour du mois (jr), T_a la température de l'air (°C) et I l'indice de chaleur annuel : $I = \sum i$ avec $i = (T_a / 5)^{1.514}$ (Rosenberry *et al.*, 2007).

- **Calcul du rayonnement net**

Le rayonnement net (R_n) est la différence entre le rayonnement reçu et le rayonnement émis et réfléchi par la surface terrestre, il est exprimée tel que :

$$R_n = (1 - \alpha_s)R_s + (1 - \alpha_l)R_a - R_T$$

où R_s est le rayonnement solaire (de faible longueur d'onde) reçu par la surface (W/m^2) ; α_s est la réflectance de faible longueur d'onde de l'eau (=0.07); R_a est le rayonnement de grande longueur d'onde reçu par la surface (W/m^2); α_l est la réflectance de grande longueur d'onde de l'eau (=0.03); R_T est le rayonnement de grande longueur d'onde émis par la surface (W/m^2) et, $R_T > R_a$ (Gianniou and Antonopoulos, 2007; Ali *et al.*, 2008) . Il peut donc s'écrire tel que :

$$R_n = (1 - \alpha_s)R_s + (1 - \alpha_l)\varepsilon_a \sigma T_a^4 - \varepsilon_w \sigma T_w^4$$

où ε_w est l'émissivité de l'eau libre (=0.97), ε_a l'émissivité de l'atmosphère (sans dimension), σ est la constante de Stephan-Boltzmann (=5.67 $10^{-8} W/m^2/K^4$) ; T_a est la température de l'air (Kelvin) et T_w est la température de l'eau (Kelvin). Différentes équations existent pour estimer ε_a , dépendant principalement de la pression de vapeur, de la température de l'air et du couvert nuageux. Ici nous utilisons les formules suivantes (Henderson-Seller, 1986) :

$$\text{si } n/N \leq 0.4 : \varepsilon_a = 0.87 - \frac{n}{N} (0.175 - 29.92 \cdot 10^{-4} e_a) + 2.693 \cdot 10^{-3} e_a$$

$$\text{si } n/N \geq 0.4 : \varepsilon_a = 0.84 - \frac{n}{N} (0.100 - 9.973 \cdot 10^{-4} e_a) + 3.491 \cdot 10^{-3} e_a$$

où n/N est le rapport entre la durée d'ensoleillement réel et théorique et e_a est la pression de vapeur d'eau au-dessus de la surface évaporante (mbar). Elle dépend de l'humidité relative (H_r) et de la température de l'air (T_a) en °C :

$$e_a = H_r 6.11 e^{\left(\frac{17T_a}{237.3 + T_a} \right)}$$

- **La méthode de BREB (Bowen ratio energy balance)**

L'approche de la BREB se base principalement sur le principe de redistribution de l'énergie fournie à la masse d'eau sous forme de chaleur et d'évaporation à l'aide notamment du ratio de Bowen qui permet de faire la partition entre chaleur latente et chaleur sensible (Ikebughi et al., 1988; Stannard et Rosebarry, 1991). En version simplifiée (Ali et al., 2008), l'évaporation (en mm) est obtenue par :

$$E_{BR} = \frac{R_n - G}{\lambda(1 + \beta)}$$

où R_n est le rayonnement net à la surface de l'eau (MJ/j/m^2) ; G est le gain ou la perte de chaleur par la surface de la masse d'eau (MJ/j/m^2) ; λ est la chaleur latente d'évaporation ($\lambda = 2.45 \text{ MJ/kg}$ à 20°C ou $\lambda = 2.501 - (2.361 \cdot 10^{-3})T_a$) et β est le rapport de Bowen (sans dimension) :

$$\beta = \gamma \frac{T_w - T_a}{e_{sw} - e_a}$$

où T_w est la température de l'eau ($^\circ\text{C}$) ; T_a est la température de l'air ($^\circ\text{C}$) ; e_a est la pression de vapeur d'eau au-dessus de la surface évaporante (mbar) ; e_{sw} est la pression de vapeur saturante à la surface du lac (mbar) ; et γ est la constante psychrométrique ($\text{mbar}/^\circ\text{C}$).

La constante psychrométrique (en $\text{kPa}/^\circ\text{C}$) s'exprime telle que : $\gamma = \frac{C_{Pa}}{\varepsilon \lambda} P_a$ où C_{Pa} est la chaleur spécifique de l'air à une pression constante ($\sim 1.013 \text{ MJ.kg}^{-1}.^\circ\text{C}^{-1}$), ε le rapport des poids moléculaires de la vapeur d'eau et de l'air sec ($= 0.622$), λ est la chaleur latente d'évaporation (MJ/kg) et P_a la pression atmosphérique (en kPa). La pression de vapeur d'eau saturante (e_{sw}) à la température de la surface de l'eau (en kPa) dépend de la température du plan d'eau (T_w) d'après la relation :

$$e_{sw} = 0.611 e^{\left(\frac{17.3T_w}{237.3 + T_w} \right)}$$

Le gain ou la perte de chaleur par la surface, G (MJ/j/m^2), peut être calculé par le changement de la température moyenne de l'eau en utilisant l'expression suivante :

$$G = \rho_w C_{pw} d \frac{\Delta T_w}{\Delta t}$$

Avec ρ_w la densité volumique de l'eau (1000 kg.m^{-3}), C_{pw} la capacité thermique de l'eau ($4.186 \cdot 10^{-3} \text{ MJ/kg}$), d la profondeur moyenne de la masse d'eau (m) et $(\Delta T/\Delta t)$ la variation de chaleur ($^\circ\text{C}$) pour un espace-temps Δt (j). Pour que ce bilan soit cohérent les cumuls de G doivent être négligeables devant R_n .

- **La méthode de transfert de masse (loi de Dalton)**

Cette méthode utilise le principe de diffusion convective (écoulement turbulent) de la vapeur d'eau. Les différentes techniques aérodynamiques mises au point depuis reposent toujours sur la loi de Dalton (1802) qui relie l'évaporation (E) avec le déficit de saturation de l'air et la vitesse du vent. Bien que très ancienne, elle reste couramment utilisée car elle présente l'avantage d'être relativement simple et ne nécessite que peu de données météorologiques. Son expression la plus générale est de la forme :

$$E_D = \mu U (e_{sw} - e_a)$$

avec U le vent mesuré à 2 m du sol (en m/s), e_s la pression de vapeur d'eau saturante à la température de la surface de l'eau (mbar) dépendant de la température du plan d'eau, e_a la pression de vapeur d'eau au-dessus de la surface évaporante (mbar) dépendant de l'humidité relative et de la température de l'air et μ le coefficient de transfert de masse (en $\text{mm.s.m}^{-1}.\text{kPa}$) et peut être déterminé par la relation suivante (Ali *et al.*, 2008) :

$$\mu = 2.909 A^{-0.05}$$

Où A est l'aire de la surface de la masse d'eau (en km^2).

- **La méthode combinée de Penman**

La formule de Penman (1948) est une des méthodes les plus fiables lorsque l'on ne dispose pas de données météorologiques précises, comme c'est le cas dans la plupart des études hydrologiques (Riou, 1975 ; Sene *et al.*, 1991). Dans l'approche de Penman, la température d'évaporation de surface est considérée égale à la température de l'eau en surface. L'évaporation (mm) s'exprime pour l'eau libre selon la formule (si $G \ll R_n$) :

$$E_{PN} = \frac{\frac{R_n}{\lambda} + \frac{\gamma}{\Delta} E_D}{1 + \frac{\gamma}{\Delta}}$$

où E_D est l'évaporation calculée à partir de la formule de Dalton (mm), γ la constante psychrométrique ($\text{kPa}/^\circ\text{C}$), R_n le rayonnement net (en MJ/m^2) et Δ la pente de la courbe de pression de vapeur saturante en fonction de la température ($\text{kPa}/^\circ\text{C}$) :

$$\Delta = \frac{4098 e_{sw}}{(237.3 + T_w)^2}$$

Avec e_{sw} la pression de vapeur d'eau saturante (kPa) à la température de la surface de l'eau, T_w (en $^\circ\text{C}$).

ANNEXE T

VALEURS DES MESURES DU SUIVI GEOCHIMIQUE DU LAC LACASSE (DE JUIN 2015 A AOUT 2016)

date	0,5 m	2,5 m	3,5 m	4,5 m	Exutoire
	Bq/m ³	Bq/m ³	Bq/m ³	Bq/m ³	Bq/m ³
26/6/15	101	118	56	591	176
30/7/15					40
6/8/15	45	20		531	48
11/8/15					
13/8/15					
7/9/15	60	95	80	502	20
15/9/15	110	89	86	377	99
6/10/15					118
13/10/15	128	150	148	94	70
27/10/15	86	100	149	122	106
4/11/15					100
11/11/15	167	135	178	136	163
18/11/15					236
3/12/15					59
17/12/15					42
14/1/16					47
9/2/16					23
16/2/16		456	213	65	
23/2/16					36
11/3/16					156
23/3/16	333	212	50	1027	315
18/4/16					433
9/5/16					216
19/5/16	116	104	245	654	
13/7/16					67
27/7/16	31	32	38	307	12
9/8/16	37	65	71	416	36

	11 et 13/08/2015	17/12/15
	Bq/m ³	Bq/m ³
P1	7900.20	12158
P2	16276.33	11444
P3	10773.67	9851
P4	7556.51	
P5	29885.62	
P6	10773.41	4501
P7	11935.84	
P8	10315.57	
P9	7728.32	

date	type	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	date	type	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	date	type	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$
		‰	‰			‰	‰			‰	‰
02/10/2015	résurgence	-72.7	-10.4	04/06/2015	C-0.5m	-74.0	-10.0	11/11/2015	C-3.5m	-68.3	-8.9
02/10/2015	résurgence	-69.4	-10.4	26/06/2015	C-0.5m	-71.2	-9.4	16/02/2016	C-3.5m	-72.8	-10.0
04/11/2015	résurgence	-73.5	-10.8	06/08/2015	C-0.5m	-67.8	-8.7	23/03/2016	C-3.5m	-73.1	-10.2
06/08/2015	B1-0.5m	-68.2	-8.8	10/08/2015	C-0.5m	-68.0	-8.8	19/05/2016	C-3.5m	-77.6	-10.9
27/10/2015	B1-0.5m	-65.9	-8.7	07/09/2015	C-0.5m	-68.2	-8.6	27/07/2016	C-3.5m	-74.4	-10.2
06/08/2015	B1-2.5m	-68.0	-8.7	15/09/2015	C-0.5m	-67.1	-8.7	09/08/2016	C-3.5m	-68.3	-8.7
27/10/2015	B1-2.5m	-67.6	-8.8	29/09/2015	C-0.5m	-67.1	-8.7	04/06/2015	C-4.5m	-77.2	-10.9
06/08/2015	B2-0.5m	-68.7	-8.8	13/10/2015	C-0.5m	-67.5	-8.7	26/06/2015	C-4.5m	-78.8	-11.3
27/10/2015	B2-0.5m	-67.3	-8.7	27/10/2015	C-0.5m	-67.2	-8.7	06/08/2015	C-4.5m	-79.6	-11.4
06/08/2015	B2-2.5m	-68.0	-8.7	04/11/2015	C-0.5m	-67.8	-8.9	10/08/2015	C-4.5m	-77.7	-11.1
27/10/2015	B2-2.5m	-66.5	-8.7	11/11/2015	C-0.5m	-67.7	-9.1	07/09/2015	C-4.5m	-80.3	-11.4
06/08/2015	B2-3.5m	-76.0	-10.8	16/02/2016	C-0.5m	-72.9	-10.1	15/09/2015	C-4.5m	-80.6	-11.5
27/10/2015	B2-3.5m	-67.3	-8.8	23/03/2016	C-0.5m	-83.2	-12.1	29/09/2015	C-4.5m	-73.5	-9.8
26/06/2015	B3-4m	-77.4	-10.9	19/05/2016	C-0.5m	-77.8	-10.9	13/10/2015	C-4.5m	-67.4	-8.8
22/09/2015	B4-R4-1	-67.9	-8.8	27/07/2016	C-0.5m	-69.3	-9.0	27/10/2015	C-4.5m	-68.0	-8.8
22/09/2015	B4-R4-2	-66.0	-8.6	09/08/2016	C-0.5m	-68.1	-8.6	04/11/2015	C-4.5m	-68.1	-9.0
22/09/2015	B4-R4-3	-68.1	-8.9	04/06/2015	C-2.5m	-75.1	-10.2	11/11/2015	C-4.5m	-67.7	-9.0
30/07/2015	bac	-58.2	-6.4	26/06/2015	C-2.5m	-72.1	-9.5	16/02/2016	C-4.5m	-73.9	-10.3
06/08/2015	bac	-68.4	-8.2	06/08/2015	C-2.5m	-68.2	-8.7	23/03/2016	C-4.5m	-74.7	-10.5
13/08/2015	bac	-75.9	-9.6	10/08/2015	C-2.5m	-69.4	-8.8	19/05/2016	C-4.5m	-77.0	-10.9
13/08/2015	bac	-77.5	-9.5	07/09/2015	C-2.5m	-67.8	-8.7	27/07/2016	C-4.5m	-78.6	-11.2
20/08/2015	bac	-59.6	-7.6	15/09/2015	C-2.5m	-66.7	-8.8	09/08/2016	C-4.5m	-78.1	-11.1
20/08/2015	bac	-61.7	-7.6	29/09/2015	C-2.5m	-66.6	-8.7	04/06/2015	exut	-74.3	-10.0
27/08/2015	bac	-53.4	-6.2	13/10/2015	C-2.5m	-68.0	-8.7	30/07/2015	exut	-68.2	-8.7
27/08/2015	bac	-54.9	-6.1	27/10/2015	C-2.5m	-67.4	-8.8	06/08/2015	exut	-67.9	-8.7
03/09/2015	bac	-47.1	-4.8	04/11/2015	C-2.5m	-69.0	-9.0	13/08/2015	exut	-70.9	-9.1
03/09/2015	bac	-47.5	-4.6	11/11/2015	C-2.5m	-68.5	-9.0	20/08/2015	exut	-69.9	-8.8
07/09/2015	bac	-45.0	-4.5	16/02/2016	C-2.5m	-73.5	-10.1	27/08/2015	exut	-69.6	-9.3
07/09/2015	bac	-44.9	-4.2	23/03/2016	C-2.5m	-72.3	-10.2	07/09/2015	exut	-68.9	-8.6
15/09/2015	bac	-47.6	-6.0	19/05/2016	C-2.5m	-77.8	-11.0	15/09/2015	exut	-66.1	-8.8
15/09/2015	bac	-50.3	-5.9	27/07/2016	C-2.5m	-69.2	-8.8	22/09/2015	exut	-67.1	-8.6
22/09/2015	bac	-39.4	-4.5	09/08/2016	C-2.5m	-68.2	-8.7	29/09/2015	exut	-67.1	-8.9
22/09/2015	bac	-40.9	-4.4	04/06/2015	C-3.5m	-75.8	-10.5	02/10/2015	exut	-67.0	-8.8
29/09/2015	bac	-35.2	-4.0	04/06/2015	C-3.5m	-76.1	-10.5	06/10/2015	exut	-66.4	-8.6
29/09/2015	bac	-38.6	-4.0	26/06/2015	C-3.5m	-76.2	-10.6	13/10/2015	exut	-67.3	-8.7
06/10/2015	bac	-33.2	-3.7	06/08/2015	C-3.5m	-75.6	-10.4	27/10/2015	exut	-67.7	-8.8
06/10/2015	bac	-34.6	-3.4	10/08/2015	C-3.5m	-73.0	-9.9	04/11/2015	exut	-69.0	-8.9
13/10/2015	bac	-41.1	-4.6	07/09/2015	C-3.5m	-72.6	-9.7	11/11/2015	exut	-67.4	-8.9
13/10/2015	bac	-41.6	-4.7	15/09/2015	C-3.5m	-67.6	-8.8	18/11/2015	exut	-69.8	-8.9
27/10/2015	bac	-51.5	-6.9	29/09/2015	C-3.5m	-68.2	-8.8	03/12/2015	exut	-69.7	-9.1
27/10/2015	bac	-52.8	-6.8	13/10/2015	C-3.5m	-66.2	-8.7	17/12/2015	exut	-68.5	-9.1
26/07/2015	bac-initial	-68.1	-8.9	27/10/2015	C-3.5m	-68.5	-8.9	17/12/2015	exut	-69.4	-9.2
30/07/2015	bac-initial	-68.1	-8.7	04/11/2015	C-3.5m	-67.5	-8.9	14/01/2016	exut	-70.2	-9.6

date	type	$\delta^2\text{H}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰
09/02/2016	exut	-72.2	-9.8
23/02/2016	exut	-73.3	-10.1
11/03/2016	exut	-74.1	-10.3
23/03/2016	exut	-79.8	-11.4
18/04/2016	exut	-81.2	-11.9
09/05/2016	exut	-79.1	-11.0
27/07/2016	exut	-68.8	-8.8
09/08/2016	exut	-67.8	-8.7
03/12/2015	glace	-55.7	-7.6
17/12/2015	glace	-53.7	-7.3
17/12/2015	glace	-53.7	-7.6
02/10/2015	I1	-78.4	-11.3
02/10/2015	I10	-73.3	-10.5
02/10/2015	I2	-74.9	-10.5
02/10/2015	I3	-72.0	-10.3
02/10/2015	I4	-78.8	-11.1
02/10/2015	I5	-77.1	-10.9
02/10/2015	I6	-78.5	-11.1
02/10/2015	I7	-74.7	-10.9
02/10/2015	I8	-64.2	-8.8
02/10/2015	I9	-68.6	-10.2
02/10/2015	I-PZ1	-72.2	-10.7
04/03/2015	neige	-159.1	-21.5
04/03/2015	neige	-160.2	-21.7
30/03/2015	neige	-126.2	-16.8
30/03/2015	neige	-159.4	-21.0
14/01/2016	neige	-194.4	-26.8
14/01/2016	neige	-125.8	-17.3
14/01/2016	neige	-124.7	-17.1
09/02/2016	neige	-126.7	-17.4
09/02/2016	neige	-139.9	-19.1
09/02/2016	neige	-131.5	-18.1
09/02/2016	neige	-125.6	-17.1
23/02/2016	neige	-130.5	-18.4
23/02/2016	neige	-133.2	-18.3
23/02/2016	neige	-120.2	-16.1
11/03/2016	neige	-116.1	-16.5
11/03/2016	neige	-115.5	-16.5
11/03/2016	neige	-84.9	-12.5
23/03/2016	neige	-83.0	-12.2

date	type	$\delta^2\text{H}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰
23/03/2016	neige	-114.1	-16.1
18/04/2016	neige	-105.0	-14.7
18/04/2016	neige	-112.8	-15.7
11/08/2015	P1	-83.0	-12.1
17/12/2015	P1	-84.3	-12.2
11/08/2015	P2	-80.1	-11.7
17/12/2015	P2	-78.7	-11.3
17/12/2015	P2	-79.7	-11.2
11/08/2015	P3	-81.4	-11.7
17/12/2015	P3	-79.9	-11.4
11/08/2015	P4	-83.8	-12.1
11/08/2015	P5	-82.0	-11.9
13/08/2015	P6	-77.7	-11.5
17/12/2015	P6	-72.6	-10.4
17/12/2015	P6	-71.7	-10.4
13/08/2015	P7	-82.4	-12.4
13/08/2015	P8	-80.2	-11.6
15/09/2015	P9	-79.7	-11.5
15/09/2015	P9	-79.9	-11.5
30/07/2015	pluie	-56.8	-8.3
06/08/2015	pluie	-93.2	-12.6
13/08/2015	pluie	-100.4	-13.9
20/08/2015	pluie	-60.4	-9.1
27/08/2015	pluie	-57.7	-9.2
03/09/2015	pluie	-57.9	-8.9
03/09/2015	pluie	-57.9	-9.1
07/09/2015	pluie	-57.6	-8.9
15/09/2015	pluie	-54.6	-8.7
22/09/2015	pluie	-26.0	-5.5
29/09/2015	pluie	-33.8	-5.7
06/10/2015	pluie	-45.0	-7.6
13/10/2015	pluie	-86.7	-12.5
27/10/2015	pluie	-71.1	-11.1
04/11/2015	pluie	-79.7	-11.8
11/11/2015	pluie	-63.9	-9.0
03/12/2015	pluie	-86.9	-12.6
03/12/2015	pluie	-57.6	-9.5
09/05/2016	pluie	-64.8	-9.8
27/07/2016	pluie	-58.6	-8.6
09/08/2016	pluie	-61.5	-8.9

date	type	T	pH	EC	Cl ⁻	Br ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺
		°C		μS/cm	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L
06/08/2015	b1_0.5	21.7	7.00	73	10.31	0.25	0.28	3.63	14.51	0.45	4.41	6.06	1.68
27/10/2015	b1_0.5	5.8	7.32	78	10.56	0.00	0.07	3.61	20.95	0.56	4.57	7.00	1.76
06/08/2015	b1_2.5	21.4	6.90	73	10.73	0.05	0.13	3.74	15.19	0.44	4.40	5.92	1.65
27/10/2015	b1_2.5	5.8	7.26	78	10.68	0.00	0.06	3.64	21.68	0.56	4.55	7.09	1.78
06/08/2015	b2_0.5	21.7	7.00	73	10.60	0.06	0.00	3.71	16.27	0.45	4.37	5.91	1.66
27/10/2015	b2_0.5	5.8	7.30	78	11.12	0.00	0.07	3.77	22.60	0.55	4.55	7.01	1.76
06/08/2015	b2_2.5	21.3	6.90	73	10.55	0.06	0.13	3.65	17.38	0.45	4.39	5.87	1.68
27/10/2015	b2_2.5	5.4	7.25	78	10.98	0.00	0.07	3.74	19.15	0.58	4.59	7.12	1.77
06/08/2015	b2_3.5	19.1	6.50	80	10.37	0.23	0.26	3.08	18.46	0.35	4.38	5.74	2.03
27/10/2015	b2_3.5	5.3	7.28	78	11.16	0.00	0.07	3.78	19.40	0.56	4.53	7.07	1.77
26/06/2015	b3_4	11.6	6.50	102	11.32	0.00	0.00	5.15	33.69	0.76	4.69	11.03	2.34
04/06/2015	c_0.5	17.2	7.30	71	10.10	0.00	0.00	4.46	21.17	0.55	4.42	6.28	1.56
26/06/2015	c_0.5	21.7	7.60	74	10.56	0.00	0.00	4.54	19.59	0.54	4.44	6.51	1.61
06/08/2015	e_0.5	21.6	6.90	73	10.61	0.15	0.00	3.59	17.21	0.48	4.37	6.15	1.71
07/09/2015	c_0.5	22.9	6.70	74	10.93	0.06	0.13	3.73	15.17	0.42	4.10	5.84	1.61
15/09/2015	c_0.5	19.2	6.40	73	10.81	0.06	0.00	3.61	19.71	0.46	4.25	6.18	1.69
29/09/2015	c_0.5	16.4	6.90	77	11.10	0.07	0.13	3.64	21.57	0.48	4.19	6.54	1.75
13/10/2015	c_0.5	11.0	6.60	78	11.20	0.00	0.04	3.77	23.57	0.54	4.59	7.46	1.80
27/10/2015	c_0.5	5.5	7.08	78	11.11	0.00	0.06	3.77	21.30	0.60	4.54	7.10	1.77
11/11/2015	c_0.5	5.1	7.13	78	11.21	0.00	0.13	3.86	20.67	0.55	4.55	6.81	1.77
23/03/2016	c_0.5	0	6.29	48	6.29	0.04	0.86	3.20	11.13	0.49	3.17	3.35	0.77
19/05/2016	c_0.5	13.6	7.13	71	8.74	0.03	0.03	4.02	14.66	0.50	4.17	6.42	1.56
27/07/2016	c_0.5	22.2	7.23	71	9.02	0.02	0.00	3.86	17.37	0.56	4.65	6.46	1.78
09/08/2016	c_0.5	23.1	7.27	72	9.09	0.03	0.00	3.92	17.85	0.51	4.55	6.41	1.79
04/06/2015	c_2.5	15.2	7.00	74	10.58	0.00	0.00	5.00	20.78	0.54	4.42	6.70	1.62
26/06/2015	c_2.5	19.2	7.30	75	10.61	0.00	0.00	4.45	18.92	0.61	4.47	7.73	1.73
06/08/2015	c_2.5	21.3	6.90	73	10.65	0.07	0.13	3.70	16.85	0.46	4.56	5.90	1.68
07/09/2015	c_2.5	20.8	7.00	74	10.86	0.06	0.14	3.67	14.07	0.41	4.00	5.81	1.60
15/09/2015	c_2.5	17.8	6.30	74	10.61	0.06	0.00	3.51	19.73	0.47	4.19	6.25	1.71
29/09/2015	c_2.5	15.8	6.70	77	11.14	0.05	0.00	3.67	20.62	0.48	4.27	6.59	1.77
13/10/2015	c_2.5	10.0	6.40	78	11.15	0.00	0.04	3.76	21.10	0.52	4.58	7.43	1.78
27/10/2015	c_2.5	5.5	7.20	78	10.38	0.00	0.08	3.55	19.89	0.58	4.57	7.23	1.75
11/11/2015	C_2.5	5.1	7.14	78	11.35	0.00	0.12	3.87	20.59	0.56	4.55	6.82	1.75
16/02/2016	c_2.5	4.4	6.00	94	11.41	0.03	0.47	4.22	26.02	0.67	4.96	8.94	2.07
23/03/2016	c_2.5	4.21	5.85	98	11.90	0.03	0.45	4.23	22.46	0.66	5.05	9.02	2.10
19/05/2016	c_2.5	11.3	7.05	72	8.75	0.04	0.03	4.02	14.90	0.50	4.17	6.50	1.60
27/07/2016	c_2.5	21.9	7.15	71	8.98	0.03	0.00	3.84	18.28	0.51	4.46	6.45	1.77
09/08/2016	c_2.5	22.4	7.25	72	9.09	0.03	0.00	3.89	16.97	0.51	4.63	6.34	1.77

date	type	T	pH	EC	Cl ⁻	Br ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺
		°C		μS/cm	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L
04/06/2015	c_3.5	11.0	6.50	96	11.26	0.00	0.00	4.37	30.61	0.75	4.71	11.09	2.21
26/06/2015	c_3.5	13.6	6.60	92	11.21	0.00	0.00	4.35	27.09	0.60	4.24	9.51	2.12
06/08/2015	c_3.5	19.2	6.20	80									
07/09/2015	c_3.5	19.5	7.00	85	11.07	0.06	0.13	3.43	24.70	0.47	4.25	7.94	1.89
15/09/2015	c_3.5	17.7	6.20	74	10.75	0.07	0.00	3.54	19.20	0.49	4.25	6.26	1.70
29/09/2015	c_3.5	15.4	6.60	78	11.26	0.07	0.13	3.75	20.60	0.49	4.34	6.72	1.82
13/10/2015	c_3.5	9.8	6.60	77	10.60	0.00	0.05	3.59	19.85	0.52	4.56	7.34	1.75
27/10/2015	c_3.5	5.3	7.20	78	11.02	0.00	0.10	3.77	20.37	0.56	4.50	6.95	1.78
11/11/2015	c_3.5	5.0	7.15	78	11.25	0.00	0.14	3.86	20.37	0.57	4.56	6.79	1.76
16/02/2016	c_3.5	4.71	5.46	100	11.35	0.02	0.56	4.33	27.07	0.73	4.94	9.98	2.17
23/03/2016	c_3.5	4.42	5.82	100	11.53	0.03	0.37	4.29	22.84	0.70	4.99	9.43	2.13
19/05/2016	c_3.5	9.8	6.52	84	9.52	0.03	0.17	4.31	18.73	0.57	4.42	7.74	1.84
27/07/2016	c_3.5	20.0	6.78	72	8.93	0.02	0.00	3.80	18.87	0.52	4.54	6.23	1.91
09/08/2016	c_3.5	21.9	7.14	72	9.10	0.05	0.00	3.86	17.69	0.49	4.55	6.44	1.79
04/06/2015	c_4.5	8.3	6.40	102	11.16	0.00	0.00	5.28	34.28	0.73	4.33	10.46	2.33
26/06/2015	c_4.5	10.1	6.50	100	11.17	0.00	0.00	5.92	32.42	0.77	4.48	12.45	2.36
06/08/2015	c_4.5	13.3	6.00	110	10.76	0.24	0.00	3.48	40.50	0.68	4.35	11.47	2.50
07/09/2015	c_4.5	14	6.20	114	10.89	0.06	0.13	3.60	38.24	0.70	4.08	11.32	2.35
15/09/2015	c_4.5	14.3	5.80	113	11.26	0.06	0.00	3.80	40.94	0.68	4.08	11.33	2.37
29/09/2015	c_4.5	14.2	6.20	96	11.42	0.06	0.13	3.94	27.62	0.60	4.29	9.03	2.13
13/10/2015	c_4.5	9.8	6.52	78	10.45	0.00	0.04	3.58	21.80	0.53	4.56	7.62	1.77
27/10/2015	c_4.5	5.2	7.21	78	10.88	0.00	0.07	3.73	18.44	0.56	4.57	7.04	1.76
11/11/2015	C_4.5	5.0	7.13	78	11.29	0.00	0.17	3.87	19.83	0.55	4.59	6.86	1.78
16/02/2016	c_4.5	4.87	5.79	102	11.30	0.01	0.61	4.36	32.07	0.73	4.97	10.04	2.21
23/03/2016	c_4.5	4.84	5.86	103	10.32	0.03	0.12	4.04	30.06	0.78	4.76	10.51	2.23
19/05/2016	c_4.5	8.8	6.27	92	10.18	0.03	0.32	4.81	22.01	0.63	4.61	8.61	2.09
27/07/2016	c_4.5	14.8	6.36	94	8.84	0.03	0.42	3.57	34.83	0.72	4.55	10.34	2.40
09/08/2016	c_4.5	16.2	6.30	99	8.48	0.02	0.00	2.86	37.73	0.64	4.33	10.67	2.38

date	type	T	pH	EC	Cl ⁻	Br ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺
		°C		µS/cm	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L
04/06/2015	exut	18.2	7.10	73	10.28	0.00	0.00	4.46	24.32	0.51	4.26	6.30	1.55
30/07/2015	exut	25.7	6.80	74	10.31	0.24	0.00	3.67	18.04	0.49	4.56	6.26	1.72
06/08/2015	exut	20.4	6.80	73	10.53	0.06	0.00	3.93	20.38	0.49	4.58	6.26	1.74
13/08/2015	exut	20.4	6.80	71	10.70	0.06	0.13	3.73	14.17	0.42	4.13	5.64	1.62
07/09/2015	exut	23.3	6.00	74	10.92	0.06	0.13	3.71	21.49	0.43	4.14	5.80	1.59
15/09/2015	exut	19	6.85	76	10.69	0.06	0.13	3.57	19.54	0.48	4.20	6.24	1.72
22/09/2015	exut	18.5	6.70	76	10.81	0.07	0.00	3.57	20.01	0.43	4.11	6.26	1.66
29/09/2015	exut	16.5	6.70	78	11.28	0.07	0.00	3.69	22.31	0.48	4.16	6.56	1.70
06/10/2015	exut	11.7	6.78	79	10.63	0.00	0.03	3.60	21.44	0.56	4.63	7.07	1.76
13/10/2015	exut	11.3	6.75	78	10.95	0.00	0.04	3.72	22.37	0.58	4.59	7.61	1.78
27/10/2015	exut	5.9	7.34	78	10.83	0.00	0.05	3.68	20.21	0.56	4.54	7.07	1.77
04/11/2015	exut	6.4	7.20	77	11.17	0.00	0.09	3.80	20.80	0.54	4.52	6.79	1.75
11/11/2015	exut	6.0	7.12	79	11.32	0.00	0.12	3.90	20.84	0.55	4.52	6.87	1.78
18/11/2015	exut	3.4	7.37	79	11.44	0.00	0.15	3.94	22.65	0.58	4.66	6.96	1.80
03/12/2015	exut	2.8	7.24	85	11.75	0.00	0.26	4.14	22.66	0.58	4.94	7.11	1.85
17/12/2015	exut	4.1	6.76	82	10.51	0.01	0.23	3.95	22.35	0.70	4.70	7.41	1.88
14/01/2016	exut	1.1	6.93	84	10.72	0.05	0.43	4.15	21.03	0.62	4.71	7.75	1.89
09/02/2016	exut	0.8	6.44	83	10.44	0.02	0.43	4.13	19.13	0.61	4.72	7.66	1.90
23/02/2016	exut	0.5	6.66	87	10.86	0.03	0.52	4.35	22.22	0.63	3.41	7.93	1.97
11/03/2016	exut	1.2	6.32	84	10.21	0.01	0.61	4.23	23.85	0.62	4.64	7.88	1.88
23/03/2016	exut	1	6.20	74	8.65	0.00	0.89	4.04	15.69	0.56	3.85	6.44	1.56
18/04/2016	exut	2.0	5.53	54	6.67	0.01	0.78	3.76	6.72	0.45	3.65	3.93	0.99
09/05/2016	exut	10.6	6.36	70	8.51	0.02	0.17	3.93	16.09	0.48	4.05	6.20	1.49
27/07/2016	exut	23.6	7.14	71	8.90	0.02	0.00	3.87	17.65	0.50	4.32	6.30	1.70
09/08/2016	exut	25.0	6.58	74	9.37	0.03	0.43	4.41	16.88	0.54	4.79	6.52	1.85
11/08/2015	p1	10.7	8.30	158	2.60	0.00	1.36	11.78	75.68	0.20	16.82	14.41	1.56
17/12/2015	p1	8.4	8.54	148	1.78	n.a.	0.18	11.84	73.22	0.16	18.86	12.35	1.16
11/08/2015	p2	10.4	5.30	300	55.76	0.00	13.48	12.04	13.98	2.38	27.32	17.66	2.88
17/12/2015	p2	8.2	5.22	243	39.15	n.a.	19.88	15.22	15.78	2.22	24.98	13.96	2.13
11/08/2015	p3	13.1	5.20	99	6.89	0.00	12.83	9.52	9.70	2.29	5.35	7.79	1.47
17/12/2015	p3	8.6	8.20	113	7.71	n.a.	19.82	9.10	11.94	2.92	6.36	8.62	1.70
11/08/2015	p4	9.8	5.80	48									
11/08/2015	p5	8.8	8.20	139	1.02	0.00	0.40	7.49	69.15	0.33	11.96	14.03	1.57
13/08/2015	p6	12.5	5.70	265	19.15	0.13	0.00	8.32	120.37	0.05	55.53	0.15	0.03
17/12/2015	p6	6.6	6.23	350	16.53	0.07	n.a.	8.96	170.48	0.15	83.22	0.26	0.06
13/08/2015	p7	10.0	6.20	129	2.00	0.06	0.72	5.33	61.99	0.37	1.58	17.11	1.51
13/08/2015	p8	8.8	7.10	166	0.80	0.00	0.00	11.30	82.96	0.16	28.69	4.95	0.84
15/09/2015	p9	9.9	6.50	304	3.78	0.00	0.51	7.41	160.60	1.93	2.75	43.34	4.98
04/11/2015	résurgence	6.5	6.23	39	2.23	0.00	0.05	2.96	10.19	0.54	1.24	2.88	0.55

BIBLIOGRAPHIE

- Abbo H, Shavit U, Markel D, Rimmer A. 2003. A numerical study on the influence of fractured regions on lake/groundwater interaction; the Lake Kinneret (Sea of Galilee) case. *Journal of Hydrology*, 283: 225-243. DOI: 10.1016/s0022-1694(03)00273-7.
- Ala-aho P, Rossi PM, Isokangas E, Kløve B. 2015. Fully integrated surface–subsurface flow modelling of groundwater–lake interaction in an esker aquifer: Model verification with stable isotopes and airborne thermal imaging. *Journal of Hydrology*, 522: 391-406. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2014.12.054.
- Ala-aho P, Rossi PM, Kløve B. 2013. Interaction of esker groundwater with headwater lakes and streams. *Journal of Hydrology*, 500: 144-156. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2013.07.014.
- Alazard M, Leduc C, Travi Y, Boulet G, Ben Salem A. 2015. Estimating evaporation in semi-arid areas facing data scarcity: Example of the El Haouareb dam (Merguellil catchment, Central Tunisia). *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 3: 265-284. DOI: 10.1016/j.ejrh.2014.11.007.
- Ali S, Ghosh NC, Singh R. 2008. Evaluating best evaporation estimate model for water surface evaporation in semi-arid region, India. *Hydrological Processes*, 22: 1093-1106. DOI: 10.1002/hyp.6664.
- Alpay S, Veillette JJ, Rosa F, Douma M. 2005. Rationale, research approach, and study sites for investigating vertical metal distributions in lacustrine sediments; in: *Metals in the environment around smelters at Rouyn-Noranda, Quebec, and Belledune, New Brunswick: Results and conclusions of the GSC MITE Point Sources Project*; Bonham-Carter, G., Geological Survey of Canada 584, 17 p.
- Arakaw A, Lamb WR. 1977. Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model *General circulation models of the atmosphere* Academic Press Inc, New York (A78-10662 01-47), 173-265.
- Arnoux M, Barbecot F, Gibert-Brunet E, Gibson J, Rosa E, Noret A, Monvoisin G. 2016 a. Accepted in *Environmental Earth Sciences*.
- Arnoux M, Gibert-Brunet E, Barbecot F, Guillon S, Gibson J, Noret A, 2016 b. Submitted in *Hydrological Processes*.
- Arguelles ACC, Jung M, Mallari KJB, Pak G, Aksoy H, Kavvas LM, Eris E, Yoon J, Lee Y, Hong S. 2014. Evaluation of an erosion-sediment transport model for a hillslope using laboratory flume data. *Journal of Arid Land*, 6: 647-655. DOI: 10.1007/s40333-014-0066-9.
- Arora VK, Boer GJ. 2010. Uncertainties in the 20th century carbon budget associated with land use change. *Global change biology*, 16: 3327-3348. DOI: 10.1111/j.1365-2486.2010.02202.x.
- Arora VK, Scinocca JF, Boer GJ, Christian JR, Denman KL, Flato GM, Kharin VV, Lee WG, Merryfield WJ. 2011. Carbon emission limits required to satisfy future representative

- concentration pathways of greenhouse gases. *Geophysical Research Letters*, 38. DOI: 10.1029/2010GL046270.
- Atkinson AP, Cartwright I, Gilfedder BS, Hofmann H, Unland NP, Cendón DI, Chisari R. 2015. A multi-tracer approach to quantifying groundwater inflows to an upland river; assessing the influence of variable groundwater chemistry. *Hydrological Processes*, vol. 29, no 1, 1-12.
- Barnes CJ et GB Allison. 1988. Tracing of water movement in the unsaturated zone using stable isotopes of hydrogen and oxygen. *Journal of Hydrology*, vol. 100, no 1, 143-176.
- Bateman H. 1910. *Procedure Cambridge philosophic society*. Math. Phys. Sci. 15, 423.
- Battle-Aguilar J, Harrington GA, Leblanc M, Welch C, Cook PG. 2014. Chemistry of groundwater discharge inferred from longitudinal river sampling. *Water Resources Research*, vol. 50, no 2, 1550-1568.
- Baudron P, Cockenpot S, Lopez-Castejon F, Radakovitch O, Gilabert J, Mayer A, Garcia-Arostegui JL, Martinez-Vicente D, Leduc C, Claude C. 2015. Combining radon, short-lived radium isotopes and hydrodynamic modeling to assess submarine groundwater discharge from an anthropized semiarid watershed to a Mediterranean lagoon (Mar Menor, SE Spain). *Journal of Hydrology*, 525: 55-71. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2015.03.015.
- Benn D and Evans DJA. 2011. *Glaciers and Glaciation*, 2nd edition Paperback, 734 p.
- Bloduc AM, Riverin MN, Lefebvre R, Paradis SJ et Fallara F. 2004. Modélisation de l'architecture 3D du segment sud de l'esker Saint-Mathieu – Berry, reliée à la circulation de l'eau souterraine, région d'Amos, Abitibi. 57th Canadian geotechnical conference and AIH-CNN 5th joint conference, Géo Québec, 14-21.
- Bocanegra E, Quiroz Londoño OM, Martínez DE, Romanelli A. 2012. Quantification of the water balance and hydrogeological processes of groundwater–lake interactions in the Pampa Plain, Argentina. *Environmental Earth Sciences*, 68: 2347-2357. DOI: 10.1007/s12665-012-1916-4.
- Burkert U, Ginzler G, Babenzien HD, Koschel R. 2004. The hydrogeology of a catchment area and an artificially divided dystrophic lake - consequences for the limnology of Lake Fuchskuhle. *Biogeochemistry*, 71: 225-246. DOI: 10.1007/s10533-004-8132-6.
- Butzin M, Werner M, Masson-Delmotte V, Risi C, Frankenberg C, Griбанov K, Jouzel J, Zakharov VI. 2014. Variations of oxygen-18 in West Siberian precipitation during the last 50 years. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14: 5853-5869. DOI: 10.5194/acp-14-5853-2014.
- Buynevich IV, Fitzgerald DM. 2003. High-resolution subsurface (GPR) imaging and sedimentology of coastal ponds, Maine, USA: Implications for holocene back-barrier evolution. *Journal of Sedimentary Research*, 73: 559-571. DOI: 10.1306/121802730559.
- Cable JE, Burnett WC, Chanton JP, Weatherly GL. 1996. Estimating groundwater discharge into the northeastern Gulf of Mexico using radon-222. *Earth and Planetary Science Letters*, 144: 591-604.
- CERM-PACES. 2013. Résultats du programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines de la région Saguenay-Lac-Saint-Jean. Centre d'études sur les ressources minérales, Université du Québec à Chicoutimi.

- Cheng XX, Anderson MP. 1994. Simulating the influence of lake position on groundwater fluxes. *Water Resources Research*, 30: 2041-2049. DOI: 10.1029/93wr03510.
- Cherkauer DS, Zager JP. 1989. Groundwater interaction with a kettle-hole lake: Relation of observations to digital simulations. *Journal of Hydrology*, 109: 167-184. DOI: 10.1016/0022-1694(89)90013-9.
- Cherkauer DS and Nader DC. 1989. Distribution of groundwater seepage to large surface-water bodies: The effect of hydraulic heterogeneities. *J. Hydrol.* 109:151-165.
- Choubey VM et Ramola RC. 1997. Correlation between geology and radon levels in groundwater, soil and indoor air in Bhilangana Valley, Garhwal Himalaya, India. *Environmental Geology*, vol. 32, no 4, 258-262.
- Christian JR, Arora VK, Boer GJ, Curry CL, Zahariev K, Denman KL, Flato GM, Lee WG, Merryfield WJ, Roulet NT, Scinocca JF. 2010. The global carbon cycle in the Canadian Earth system model (CanESM1): Preindustrial control simulation. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 115. DOI: 10.1029/2008JG000920.
- Clark ID et Fritz P. 1997. *Environmental isotopes in hydrogeology*. CRC press LLC, Boca Raton, FL, 328 p.
- Cloutier V, Blanchette D, Dallaire PL, Nadeau S, Rosa E, Roy M. 2013. *Projet d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines de l'Abitibi-Témiscamingue (partie 1). Rapport final déposé au Ministère du Développement durable, de l'Environnement, de la Faune et des Parcs dans le cadre du Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines du Québec. Rapport de recherche P001. Groupe de recherche sur l'eau souterraine, Institut de recherche en mines et en environnement, Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue, 135 p, 26 annexes, 25 cartes.*
- Comeau G, Talbot Poulin MC, Tremblay Y, Ayotte S, Molson J, Lemieux JM, Montcoudiol N, Therrien R, Fortier R, Therrien P, Fabien-Ouellet G. 2013. *Projet d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines en Outaouais, Rapport final. Département de géologie et de génie géologique, Université Laval, juillet 2013, 148 p, 24 annexes, 25 cartes.*
- Cook PG. 2013. Estimating groundwater discharge to rivers from river chemistry surveys. *Hydrological Processes*, 27: 3694-3707. DOI: 10.1002/hyp.9493.
- Cook PG, Favreau G, Dighton JC, Tickell S. 2003. Determining natural groundwater influx to a tropical river using radon, chlorofluorocarbons and ionic environmental tracers. *Journal of Hydrology*, 277: 74-88. DOI: 10.1016/s0022-1694(03)00087-8.
- Cook PG, Lamontagne S, Berhane D, Clark JF. 2006. Quantifying groundwater discharge to Cockburn River, southeastern Australia, using dissolved gas tracers ^{222}Rn and SF_6 . *Water Resources Research*, 42: n/a-n/a. DOI: 10.1029/2006wr004921.
- Cook PG, Wood C, White T, Simmons CT, Fass T, Brunner P. 2008. Groundwater inflow to a shallow, poorly-mixed wetland estimated from a mass balance of radon. *Journal of Hydrology*, 354: 213-226. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2008.03.016.
- Coplen TB, Herczeg AL, Barnes C. 2000. Isotope engineering—using stable isotopes of the water molecule to solve practical problems. In *Environmental tracers in subsurface hydrology*, p. 79-110: Springer.

- Corbett DR, Dillon K, Burnett W et Chanton J. 2000. Estimating the groundwater contribution into Florida Bay via natural tracers, ^{222}Rn and CH_4 . *Limnology and Oceanography*, vol. 45, no 7, 1546-1557.
- Corbett DR, Burnett WC, Cable PH, Clark SB. 1997. Radon tracing of groundwater input into Par Pond, Savannah River Site. *Journal of Hydrology*, 203: 209-227. DOI: [http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694\(97\)00103-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00103-0).
- Corbett DR, Burnett WC, Cable PH, Clark SB. 1998. A multiple approach to the determination of radon fluxes from sediments. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 236: 247-252. DOI: 10.1007/BF02386351.
- Craig H. 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133: 1702-1703.
- Craig H et Gordon LI. 1965. Deuterium and oxygen-18 in the ocean and marine atmosphere. In: Tongiorgi E (Ed.), *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*: Spoleto, Italy; 9-130.
- Crosbie RS, Scanlon BR, Mpelasoka FS, Reedy RC, Gates JB, Zhang L. 2013. Potential climate change effects on groundwater recharge in the High Plains Aquifer, USA. *Water Resources Research*, 49: 3936-3951. DOI: 10.1002/wrcr.20292.
- Croteau A, Nastev M, Lefebvre R. 2010. Groundwater Recharge Assessment in the Chateauguay River Watershed. *Canadian Water Resources Journal*, 35: 451-468. DOI: 10.4296/cwrj3504451.
- Delavau C, Stadnyk T, Birks J. 2011. Model Based Spatial Distribution of Oxygen-18 Isotopes in Precipitation Across Canada. *Canadian Water Resources Journal*, 36: 313-330. DOI: 10.4296/cwrj3604875.
- Dillon PJ, Evans HE. 1993. A comparison of phosphorus retention in lakes determined from mass balance and sediment core calculations. *Water research*, 27: 659-668. DOI: 10.1016/0043-1354(93)90176-I.
- Dimova NT, Burnett WC, Chanton JP, Corbett JE. 2013. Application of radon-222 to investigate groundwater discharge into small shallow lakes. *Journal of Hydrology*, 486: 112-122. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2013.01.043.
- Dinçer T, Davis GH. 1984. Application of environmental isotope tracers to modeling in hydrology. *Journal of Hydrology*, 68: 95-113. DOI: 10.1016/0022-1694(84)90206-3.
- Dinka MO, Loiskandl W, Ndambuki JM. 2014. Hydrologic modelling for Lake Basaka: development and application of a conceptual water budget model. *Environmental monitoring and assessment*, 186: 5363-5379. DOI: 10.1007/s10661-014-3785-7.
- Downing JA. 2010. Emerging global role of small lakes and ponds: little things mean a lot. *Limnetica*, 29: 9-23.
- Dragoni W, Sukhija BS. 2008. Climate change and groundwater : A short review. In: *Geological Society Special Publication*, pp: 1-12.
- Edwards TWD, Wolfe BB, Gibson JJ, Hammarlund D. 2004. Use of water isotope tracers in high-latitude hydrology and paleohydrology. In: Pienitz R, Douglas M and Smol JP (eds) *Long-Term Environmental Change in Arctic and Antarctic Lakes, Developments in Paleoenvironmental Research, Volume 7*, Springer, Dordrecht, 187-207.

- Etcheverry D. 2002. Valorisation des méthodes isotopiques pour les questions pratiques liées aux eaux souterraines-Isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène. Geol. Report 8, 72pp. Office fédéral des eaux et de la géologie.
- Frandsen M, Nilsson B, Engesgaard P, Pedersen O. 2012. Groundwater seepage stimulates the growth of aquatic macrophytes. *Freshwater Biology*, 57: 907-921. DOI: 10.1111/j.1365-2427.2012.02747.x.
- Frape SK, Patterson RJ. 1981. Chemistry of interstitial water and bottom sediment as indicators of seepage patterns in Perch lake, Chalk-River, Ontario. *Limnology and Oceanography*, 26: 500-517.
- Froehlich KFO, Gonfiantini R, Rozanski K. 2005. Isotopes in lake studies: A historical perspective. In: *Isotopes in the Water Cycle: Past, Present and Future of a Developing Science*, pp: 139-150.
- Genereux, D., and I. Bandopadhyay. 2001. Numerical investigation of lake bed seepage patterns: Effects of porous medium and lake properties. *Journal of Hydrology* 241: 286-303.
- Genereux DP, Hemond HF. 1992. Determination of Gas Exchange Rate Constants for a Small Stream on Walker Branch Watershed, Tennessee. *Water Resources Research*, vol. 28, no 9, 2365-2374.
- Gent PR, Bryan FO, Danabasoglu G, Doney SC, Holland WR, Large WG, McWilliams JC. 1998. The NCAR climate system model global ocean component. *Journal of Climate*, 11: 1287-1306.
- Gianniou SK, Antonopoulos VZ. 2007. Evaporation and energy budget in Lake Vegoritis, Greece. *Journal of Hydrology*, 345: 212-223. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2007.08.007.
- Gibson JJ, Birks SJ, Yi Y. 2015. Stable isotope mass balance of lakes: a contemporary perspective. *Quaternary Science Reviews*, 131: 316-328. DOI: 10.1016/j.quascirev.2015.04.013.
- Gibson JJ. 2002. Short-term evaporation and water budget comparisons in shallow Arctic lakes using non-steady isotope mass balance. *Journal of Hydrology*, 264: 242-261. DOI: [http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694\(02\)00091-4](http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00091-4).
- Gibson JJ, Edwards TWD. 2002. Regional water balance trends and evaporation-transpiration partitioning from a stable isotope survey of lakes in northern Canada. *Global Biogeochemical Cycles*, 16: 10-11-10-14. DOI: 10.1029/2001gb001839.
- Gibson JJ, Edwards TWD, Birks SJ, St Amour NA, Buhay WM, McEachern P, Wolfe BB, Peters DL. 2005. Progress in isotope tracer hydrology in Canada. *Hydrological Processes*, 19: 303-327. DOI: 10.1002/hyp.5766.
- Gibson JJ, Edwards TWD, Prowse TD. 1999. Pan-derived isotopic composition of atmospheric water vapour and its variability in northern Canada. *Journal of Hydrology*, 217: 55-74. DOI: 10.1016/S0022-1694(99)00015-3.
- Gibson JJ, Edwards TWD, Bursey GG et Prowse TD. 1993. Estimating evaporation using stable isotopes: quantitative results and sensitivity analysis. *Nordic Hydrology*, vol. 24, p. 79-94.
- Gilfedder BS, Frei S, Hofmann H, Cartwright I. 2015. Groundwater discharge to wetlands driven by storm and flood events: Quantification using continuous Radon-222 and

- electrical conductivity measurements and dynamic mass-balance modelling. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 165: 161-177. DOI: 10.1016/j.gca.2015.05.037.
- Giorgi F, Mearns LO. 1999. Introduction to special section: Regional climate modeling revisited. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 104: 6335-6352. DOI: 10.1029/98JD02072.
- Gleeson T, Novakowski K, Cook PG, Kyser TK. 2009. Constraining groundwater discharge in a large watershed: Integrated isotopic, hydraulic, and thermal data from the Canadian shield. *Water Resources Research*, 45: n/a-n/a. DOI: 10.1029/2008wr007622.
- Goldhaber MB, Mills CT, Morrison JM, Stricker CA, Mushet DM, LaBaugh JW. 2014. Hydrogeochemistry of prairie pothole region wetlands: Role of long-term critical zone processes. *Chemical Geology*, 387: 170-183. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2014.08.023.
- Gonfiantini R. 1986. Environmental isotopes in lake studies. In: Fritz P, Fontes JC (Eds), *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, vol 3; 113-168.
- Gröning M, Lutz HO, Roller-Lutz Z, Kralik M, Gourcy L, Pölsenstein L. 2012. A simple rain collector preventing water re-evaporation dedicated for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ analysis of cumulative precipitation samples. *Journal of Hydrology*, 448-449: 195-200. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2012.04.041.
- Guyonnet DA. 1991. Numerical modeling of effects of small-scale sedimentary variations on groundwater discharge into lakes. *Limnol. Oceanogr.* 36: 787-796.
- Hagerthey SE, Kerfoot WC. 1998. Groundwater flow influences the biomass and nutrient ratios of epibenthic algae in a north temperate seepage lake. *Limnology and Oceanography*, 43: 1227-1242.
- Hammarlund D, Björck S, Buchardt B, Israelson C, Thomsen CT. 2003. Rapid hydrological changes during the Holocene revealed by stable isotope records of lacustrine carbonates from Lake Igelsjön, southern Sweden. *Quaternary Science Reviews*, 22: 353-370. DOI: 10.1016/S0277-3791(02)00091-4.
- Hatch CE, Fisher AT, Revenaugh JS, Constantz J, Ruehl C. 2006. Quantifying surface water-groundwater interactions using time series analysis of streambed thermal records: Method development. *Water Resources Research*, 42. DOI: 10.1029/2005wr004787.
- Healy RW. 2011. *Estimating groundwater recharge*. Cambridge University Press.
- Hinton MJ. 2014. Groundwater-surface water interactions in Canada. In: Rivera, A (Ed.), *Canada's groundwater resources*, Canada; 151-185.
- Horita J, Rozanski K, Cohen S. 2008. Isotope effects in the evaporation of water: a status report of the Craig-Gordon model. *Isotopes in environmental and health studies*, 44: 23-49. DOI: 10.1080/10256010801887174.
- Horita J, Wesolowski D. 1994. Liquid-vapour fractionation of oxygen and hydrogen isotopes of water from the freezing to the critical temperature. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58, 3425-3437.
- Hunt RJ, Haitjema HM, Krohelski JT, Feinstein DT. 2003. Simulating ground water-lake interactions: Approaches and insights. *Ground water*, 41: 227-237. DOI: 10.1111/j.1745-6584.2003.tb02586.x.
- Hutchinson G.E. 1957. *A treatise on limnology*. Volume 1. Geography, physics and chemistry. Wiley, New York, 1015 p.

- Imboden DM, Joller T. 1984. Turbulent mixing in the hypolimnion of Baldeggersee (Switzerland) traced by natural radon-222. *Limnology and Oceanography* 29, 831–844.
- IPCC. 2014. The Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.
- ISQ. 2014. Institut de la statistique du Québec, <http://www.stat.gouv.qc.ca>.
- Isokangas E, Rozanski K, Rossi PM, Ronkanen AK, Kløve B. 2015. Quantifying groundwater dependence of a sub-polar lake cluster in Finland using an isotope mass balance approach. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19: 1247–1262. DOI: 10.5194/hess-19-1247-2015.
- Ireland AW, Booth RK, Hotchkiss SC, Schmitz JE. 2012. Drought as a Trigger for Rapid State Shifts in Kettle Ecosystems: Implications for Ecosystem Responses to Climate Change. *Wetlands*, 32: 989–1000. DOI: 10.1007/s13157-012-0324-6.
- Jasechko S, Kirchner JW, Welker JM, McDonnell JJ. 2016. Substantial proportion of global streamflow less than three months old. *Nature Geoscience*, 9: 126–129. DOI: 10.1038/ngeo2636.
- Jyrkama MI, Sykes JF. 2007. The impact of climate change on spatially varying groundwater recharge in the grand river watershed (Ontario). *Journal of Hydrology*, 338: 237–250. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2007.02.036.
- Kacimov AR. 2000. Three-dimensional groundwater flow to a lake: an explicit analytical solution. *Journal of Hydrology*, 240: 80–89. DOI: 10.1016/S0022-1694(00)00338-3.
- Kalbus E, Reinstorf F, Schirmer M. 2007. Measuring methods for groundwater – surface water interactions: a review. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10: 873–887.
- Kalff J. 2002. *Limnology: inland water ecosystems*. Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall.
- Kidmose J, Engesgaard P, Nilsson B, Laier T, Looms MC. 2011. Spatial distribution of seepage at a flow-through lake: Lake Hampen, western Denmark. *Vadose Zone Journal*, 10: 110–124. DOI: 10.2136/vzj2010.0017.
- Kidmose J, Nilsson B, Engesgaard P, Frandsen M, Karan S, Landkildehus F, Søndergaard M, Jeppesen E. 2013. Focused groundwater discharge of phosphorus to a eutrophic seepage lake (Lake Væng, Denmark): implications for lake ecological state and restoration. *Hydrogeology Journal*, 21: 1787–1802. DOI: 10.1007/s10040-013-1043-7.
- Kirchner JW, Feng XH, Neal C. 2001. Catchment-scale advection and dispersion as a mechanism for fractal scaling in stream tracer concentrations. *Journal of Hydrology*, 254: 82–101. DOI: 10.1016/S0022-1694(01)00487-5.
- Kirillin G, Phillip W, Engelhardt C, Nützmann G. 2013. Net groundwater inflow in an enclosed lake: from synoptic variations to climatic projections. *Hydrological Processes*, 27: 347–359. DOI: 10.1002/hyp.9227.
- Kiro Y, Yechieli Y, Voss CI, Starinsky A, Weinstein Y. 2012. Modeling radium distribution in coastal aquifers during sea level changes: The Dead Sea case. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 88: 237–254. DOI: 10.1016/j.gca.2012.03.022.
- Kishel HF, Gerla PJ. 2002. Characteristics of preferential flow and groundwater discharge to Shingobee Lake Minnesota, USA. *Hydrol. Processes* 16: 1921–1934.
- Kløve B, Ala-aho P, Bertrand G, Boukalova Z, Ertürk A, Goldscheider N, Ilmonen J, Karakaya N, Kupfersberger H, Kværner J, Lundberg A, Mileusnić M, Moszczynska A, Muotka T, Preda E, Rossi P, Siergieiev D, Šimek J, Wachniew P, Angheluta V, Widerlund A. 2011.

- Groundwater dependent ecosystems. Part I: Hydroecological status and trends. *Environmental Science & Policy*, 14: 770-781. DOI: 10.1016/j.envsci.2011.04.002.
- Kluge T, Ilmberger J, von Rohden C, Aeschbach-Hertig W. 2007. Tracing and quantifying groundwater inflow into lakes using a simple method for radon-222 analysis. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11: 1621-1631.
- Kluge T, von Rohden C, Sonntag P, Lorenz S, Wieser M, Aeschbach-Hertig W, Ilmberger J. 2012. Localising and quantifying groundwater inflow into lakes using high-precision ^{222}Rn profiles. *Journal of Hydrology*, 450-451: 70-81. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2012.05.026.
- Krabbenhoft DP, Bowser CJ, Anderson MP, Valley JW. 1990. Estimating groundwater exchange with lakes. 1. The stable isotope mass balance method. *Water Resources Research*, 26: 2445-2453. DOI: 10.1029/90wr01135.
- Krishnaswami S, Seidemann DE. 1988. Comparative study of Rn-222, Ar-40, AR-39 and AR-37 Leakage from rocks and minerals – implications for the role of nanopores in gas transport through natural silicates. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 52: 655-658. DOI: 10.1016/0016-7037(88)90327-4.
- Kumar B, Nachiappan RP. 1999. On the sensitivity of Craig and Gordon model for the estimation of the isotopic composition of lake evaporates. *Water Resources Research*, 35: 1689-1691. DOI: 10.1029/1999WR900011.
- Kuniansky, E. L. (1989). Geohydrology and simulation of groundwater flow in the "400-foot," "600-foot," and adjacent aquifers, Baton Rouge area, Louisiana. Louisiana Department of Transportation and Development Technical Report 49.
- Kurylyk BL, MacQuarrie KTB. 2013. The uncertainty associated with estimating future groundwater recharge: A summary of recent research and an example from a small unconfined aquifer in a northern humid-continental climate. *Journal of Hydrology*, 492: 244-253. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2013.03.043.
- LaBaugh JW, Rosenberry DO, Winter TC. 1995. Groundwater contribution to the water and chemical budgets of Williams Lake, Minnesota, 1980-1991. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 52: 754-767.
- LaBaugh JW, Winter TC, Rosenberry DO, Schuster PF, Reddy MM, Aiken GR. 1997. Hydrological and chemical estimates of the water balance of a closed-basin lake in north central Minnesota. *Water Resources Research*, 33: 2799-2812. DOI: 10.1029/97wr02427.
- Lamothe M. (1952) Les depots meubles de la région de Saint-Faustin-Saint-Jovite, Quebec cartographie, sedimentologie et stratigraphie. These (M.Sc.) Universite du Quebec, 1977-1980.
- Landry B, Gauthier M, Lucotte M, Moingt M, Occhietti S, Pinti DL, Quirion M. 2012. Notions de géologie. Ed. Modulo, 640 p.
- Laprise R. 1991. The Euler equations of motion with hydrostatic pressure as an independent variable. *Monthly Weather Review*, 120: 197-207.
- Leblanc Y, Légaré G, Lacasse K, Parent M and Campeau S. 2013. Caractérisation hydrogéologique du sud-ouest de la Mauricie. Rapport déposé au ministère du Développement durable, de l'Environnement, de la Faune et des Parcs dans le cadre du

- Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines du Québec
Département des sciences de l'environnement, Université du Québec à Trois-Rivières,
134 p, 15 annexes et 30 documents cartographiques
- Lee DR. 1977. Device for measuring seepage flux in lakes and estuaries. *Limnol. Oceanogr.* 22:140-147.
- Lee DR, Cherry JA, Pickens JF. 1980. Groundwater transport of a salt tracer through a sandy lake bed. *Limnol. Oceanogr.* 25: 45-61.
- Lefebvre K, Barbecot F, Ghaleb B, Larocque M, Gagne S. 2013. Full range determination of ^{222}Rn at the watershed scale by liquid scintillation counting. *Applied radiation and isotopes : including data, instrumentation and methods for use in agriculture, industry and medicine*, 75: 71-76. DOI: 10.1016/j.apradiso.2013.01.027.
- Lemieux J-M, Hassaoui J, Molson J, Therrien R, Therrien P, Chouteau M, Ouellet M. 2015. Simulating the impact of climate change on the groundwater resources of the Magdalen Islands, Québec, Canada. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 3: 400-423. DOI: 10.1016/j.ejrh.2015.02.011.
- Levasseur D. 1995. Les eskers; essai de synthèse bibliographique; *Géographie physique et Quaternaire* 49 : 459-479.
- Levison J, Larocque M, Fournier V, Gagné S, Pellerin S, Ouellet MA. 2014. Dynamics of a headwater system and peatland under current conditions and with climate change. *Hydrological Processes*, 28: 4808-4822. DOI: 10.1002/hyp.9978.
- Lewandowski J, Meinikmann K, Nützmann G, Rosenberry DO. 2015. Groundwater - the disregarded component in lake water and nutrient budgets. Part 2: effects of groundwater on nutrients. *Hydrological Processes*, 29: 2922-2955. DOI: 10.1002/hyp.10384.
- Lischeid G, Kalettka T. 2011. Grasping the heterogeneity of kettle hole water quality in Northeast Germany. *Hydrobiologia*, 689: 63-77. DOI: 10.1007/s10750-011-0764-7.
- Loveless AM, Oldham CE, Hancock GJ. 2008. Radium isotopes reveal seasonal groundwater inputs to Cockburn Sound, a marine embayment in Western Australia. *Journal of Hydrology*, 351: 203-217. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2007.12.010.
- Malgrange J, Gleeson T. 2014. Shallow, old, and hydrologically insignificant fault zones in the Appalachian orogen. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119: 346-359. DOI: 10.1002/2013jb010351.
- Martynov A, Laprise R, Sushama L, Winger K, Šeparović L, Dugas B. 2013. Reanalysis-driven climate simulation over CORDEX North America domain using the Canadian Regional Climate Model, version 5: Model performance evaluation. *Climate Dynamics*, 41: 2973-3005. DOI: 10.1007/s00382-013-1778-9.
- Martynov A, Sushama L, Laprise R, Winger K, Dugas B. 2012. Interactive lakes in the Canadian Regional Climate Model, version 5: The role of lakes in the regional climate of North America. *Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 64. DOI: 10.3402/tellusa.v64i0.16226.
- Mattle N, Kinzelbach W, Beyerle U, Huggenberger P, Loosli HH. 2001. Exploring an aquifer system by integrating hydraulic, hydrogeologic and environmental tracer data in a three-

- dimensional hydrodynamic transport model. *Journal of Hydrology*, 242: 183-196. DOI: 10.1016/S0022-1694(00)00394-2.
- McBride MS, Pfannkuch HO. 1975. Distribution of seepage within lake beds. *J. Res. U.S. Geol. Surv.* 3: 505-512.
- MDDELCC 2014, 2015, 2016. Ministère du développement durable, de l'environnement et de la lutte contre les changements climatiques, <http://www.mddelcc.gouv.qc.ca>.
- Meinikmann K, Lewandowski J, Nützmann G. 2013. Lacustrine groundwater discharge: Combined determination of volumes and spatial patterns. *Journal of Hydrology*, 502: 202-211. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2013.08.021.
- Meredith KT, Hollins SE, Hughes CE, Cendón DI, Hankin S, Stone DJM. 2009. Temporal variation in stable isotopes (^{18}O and ^2H) and major ion concentrations within the Darling River between Bourke and Wilcannia due to variable flows, saline groundwater influx and evaporation. *Journal of Hydrology*, vol. 378, no 3-4, 313-324.
- Mérot Ph, Durand P, Morisson C. 1995. Four-component hydrograph separation using isotopic and chemical determinations in an agricultural catchment in Western France. *Physics and Chemistry of the Earth*, vol. 20, no 3, 415-425.
- Meybeck. 1995. *Limnologie physique et chimique*, in Pourriot R. et Meybeck M. 1995. *Limnologie générale*. Paris, Masson, 956 p., 6-219.
- Milly PCD, Betancourt J, Falkenmark M, Hirsch RM, Kundzewicz ZW, Lettenmaier DP, Stouffer RJ. 2008. Climate change - Stationarity is dead: Whither water management? *Science*, 319: 573-574. DOI: 10.1126/science.1151915.
- Mironov D, Heise E, Kourzeneva E, Ritter B, Schneider N, Terzhevik A. 2010. Implementation of the lake parameterisation scheme FLake into the numerical weather prediction model COSMO. *Boreal Environment Research*, 15: 218-230.
- Monsen NE, Cloern JE, Lucas LV, Monismith SG. 2002. A comment on the use of flushing time, residence time, and age as transport time scales. *Limnology and Oceanography*, 47: 1545-1553.
- Moss RH, Edmonds JA, Hibbard KA, Manning MR, Rose SK, Van Vuuren DP, Carter TR, Emori S, Kainuma M, Kram T, Meehl GA, Mitchell JFB, Nakicenovic N, Riahi K, Smith SJ, Stouffer RJ, Thomson AM, Weyant JP, Wilbanks TJ. 2010. The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, 463: 747-756. DOI: 10.1038/nature08823.
- MacIntyre S, Wanninkhof R, Chanton JP. 1995. Trace gas exchange across the air-water interface in freshwater and coastal marine environments. In: Matson, P.A., Harris, R.C. (Eds.), *Biogenic Trace Gases: Measuring Emissions from Soil and Water*. Blackwell, Cambridge, Massachusetts; 52-97.
- Mullinger NJ, Binley AM, Pates JM, Crook NP. 2007. Radon in Chalk streams: Spatial and temporal variation of groundwater sources in the Pang and Lambourn catchments, UK. *Journal of Hydrology*, vol. 339, no 3-4, 172-182.
- Namdar Ghanbari R, Bravo HR. 2011. Evaluation of correlations between precipitation, groundwater fluctuations, and lake level fluctuations using spectral methods (Wisconsin, USA). *Hydrogeology Journal*, 19: 801-810. DOI: 10.1007/s10040-011-0718-1.

- Neumann RB, Ashfaq KN, Badruzzaman ABM, Ashraf Ali M, Shoemaker JK, Harvey CF. 2010. Anthropogenic influences on groundwater arsenic concentrations in Bangladesh. *Nature Geoscience*, 3: 46-52. DOI: 10.1038/ngeo685.
- Nield SP, Townley LR, Barr AD. 1994. A framework for quantitative analysis of surface water-groundwater interaction: Flow geometry in a vertical section. *Water Resour. Res.* 30: 2461-2475.
- Nutzmann G, Holzbecher E, Pekdeger A. 2002. Hydrological estimates of the water balance of a closed-basin lake with the help of chemical data. In: *Computational Methods in Water Resources*, Vols 1 and 2, Proceedings, Hassanizadeh SM, Schotting RJ, Gray WG, Pinder GF (eds.) Elsevier Science Bv, pp: 1479-1486.
- Ouranos. 2014. Vers l'adaptation. Synthèse des connaissances sur les changements climatiques au Québec. Partie 1 : Évolution climatique au Québec. Édition 2014. Montréal, Québec Ouranos, 79 p.
- Owor M, Taylor R, Mukwaya C, Tindimugaya C. 2011. Groundwater/surface-water interactions on deeply weathered surfaces of low relief: evidence from Lakes Victoria and Kyoga, Uganda. *Hydrogeology Journal*, 19: 1403-1420. DOI: 10.1007/s10040-011-0779-1.
- Ozen A, Karapinar B, Kucuk I, Jeppesen E, Beklioglu M. 2010. Drought-induced changes in nutrient concentrations and retention in two shallow Mediterranean lakes subjected to different degrees of management. *Hydrobiologia*, 646: 61-72. DOI: 10.1007/s10750-010-0179-x.
- Paterson AM, Dillon PJ, Hutchinson NJ, Futter MN, Clark BJ, Mills RB, Reid RA, Scheider WA. 2006. A review of the components, coefficients and technical assumptions of Ontario's Lakeshore Capacity Model. *Lake and Reservoir Management*, 22: 7-18.
- Pagé P. 1952. L'environnement glaciaire : l'histoire et la stratigraphie des glaciations continentales dans l'hémisphère nord au cours du quaternaire. Ed. Guérin, 1999, 492 p.
- Pernica P. 2014. Implications of Periodic Weak Thermal Stratification in the Epilimnion of Lake Opeongo.
- Pinti DL, Retailleau S, Barnette D, Moreira F, Moritz AM, Larocque M, Gelinas Y, Lefebvre R, Helie JF, Valadez A. 2014. (222)Rn activity in groundwater of the St. Lawrence Lowlands, Quebec, eastern Canada: relation with local geology and health hazard. *Journal of environmental radioactivity*, 136: 206-217. DOI: 10.1016/j.jenvrad.2014.05.021.
- Planas D, Paquet S. 2016. Importance of climate change-physical forcing on the increase of cyanobacterial blooms in a small, stratified lake. *Journal of Limnology*, 75. DOI: 10.4081/jlimnol.2016.1371.
- Poirier C, Fortier Filion T-C, Turcotte R and Lacombe P. 2014. Reconstitution historique des apports verticaux (eaux de fonte et de pluie) de 1900 à 2010 - version 2012 Contribution au Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines (PACES) Centre d'expertise hydrique du Québec (CEHQ), Direction de l'expertise hydrique, Québec, 99 p.

- Rivard C, Lefebvre R, Paradis D. 2013. Regional recharge estimation using multiple methods: an application in the Annapolis Valley, Nova Scotia (Canada). *Environmental Earth Sciences*, 71: 1389-1408. DOI: 10.1007/s12665-013-2545-2.
- Rivard C, Paniconi C, Vigneault H, Chaumont D. 2014. A watershed-scale study of climate change impacts on groundwater recharge (Annapolis Valley, Nova Scotia, Canada). *Hydrological Sciences Journal*, 59: 1437-1456. DOI: 10.1080/02626667.2014.887203.
- Rivard C, Vigneault H, Piggott AR, Larocque M, Ancyll F. 2009. Groundwater recharge trends in Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 46: 841-854. DOI: 10.1139/e09-056.
- Robertson D, Massenbauer T, Raper GP. 2005. Spatial Water Balance Modelling for Targeted Perennial Planting in South Western Australia. Univ Western Australia.
- Rohden Cv, Ilmberger J, Boehrer B. 2009. Assessing groundwater coupling and vertical exchange in a meromictic mining lake with an SF6-tracer experiment. *Journal of Hydrology*, 372: 102-108. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2009.04.004.
- Romanelli A, Quiroz Londoño OM, Martínez DE, Massone HE, Escalante AH. 2013. Hydrogeochemistry and isotope techniques to determine water interactions in groundwater-dependent shallow lakes, Wet Pampa Plain, Argentina. *Environmental Earth Sciences*, 71: 1953-1966. DOI: 10.1007/s12665-013-2601-y.
- Rosenberry DO, Lewandowski J, Meinikmann K, Nützmann G. 2015. Groundwater - the disregarded component in lake water and nutrient budgets. Part 1: effects of groundwater on hydrology. *Hydrological Processes*, 29: 2895-2921. DOI: 10.1002/hyp.10403.
- Rosenberry DO, LaBaugh JW. 2008. Field techniques for estimating water fluxes between surface water and ground water. US Geological Survey, Techniques and Methods 4-D2, 128 p.
- Rosenberry DO, Winter TC, Buso DC, Likens GE. 2007. Comparison of 15 evaporation methods applied to a small mountain lake in the northeastern USA. *Journal of Hydrology*, 340: 149-166. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2007.03.018.
- Rosenberry DO, Striegl RG, Hudson DC. 2000. Plants as indicators of focused ground water discharge to a northern Minnesota lake. *Ground water*, 38: 296-303. DOI: 10.1111/j.1745-6584.2000.tb00340.x.
- Roy, D. W. (1996) Voyage géologique au Saguenay – Lac-St-Jean. *La revue d'histoire du Saguenay-Lac-Saint-Jean* 38(2), 27-38.
- Rutledge AT. 2007. Update on the use of the RORA program for recharge estimation. *Ground Water*, 45, 374-382.
- Rutledge AT. 1998. Computer programs for describing the recession of ground-water discharge and for estimating mean ground-water recharge and discharge from streamflow data – update. US Geol Surv Water-Resour Invest Rep 98-4148: 43.
- Sacks LA, Lee TM, Swancar A. 2014. The suitability of a simplified isotope-balance approach to quantify transient groundwater-lake interactions over a decade with climatic extremes. *Journal of Hydrology*, 519: 3042-3053. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2013.12.012.

- Scanlon BR, Healy RW, Cook PG. 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 10: 18-39. DOI: 10.1007/s10040-001-0176-2.
- Scheffer M, Carpenter S, Foley JA, Folke C, Walker B. 2001. Catastrophic shifts in ecosystems. *Nature*, 413: 591-596. DOI: 10.1038/35098000.
- Schilling KE, Streeter MT, Quade D, Skopec M. 2016. Groundwater loading of nitrate-nitrogen and phosphorus from watershed source areas to an Iowa Great Lake. *Journal of Great Lakes Research*, 42: 588-598. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jglr.2016.03.015>.
- Schindler DW. 1977. Evolution of phosphorus limitation in lakes. *Science* 195:260-2.
- Schmidt A, Gibson JJ, Santos IR, Schubert M, Tattree K, Weiss H. 2010. The contribution of groundwater discharge to the overall water budget of two typical Boreal lakes in Alberta/Canada estimated from a radon mass balance. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14: 79-89.
- Schmidt A, Schubert M. 2007. Using radon-222 for tracing groundwater discharge into an open-pit lignite mining lake - A case study. *Isotopes in environmental and health studies*, 43: 387-400. DOI: 10.1080/10256010701705419.
- Schneider RL, Negley TL, Wafer C. 2005. Factors influencing groundwater seepage in a large, mesotrophic lake in New York. *Journal of Hydrology*, 310: 1-16. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2004.09.020.
- Sebestyen SD, Schneider RL. 2004. Seepage patterns, pore water, and aquatic plants: hydrological and biogeochemical relationships in lakes. *Biogeochemistry*, 68: 383-409. DOI: 10.1023/B:BIOG.0000031036.32100.8f.
- Seekell DA, Pace ML, Tranvik LJ, Verpoorter C. 2013. A fractal-based approach to lake size-distributions. *Geophysical Research Letters*, 40: 517-521. DOI: 10.1002/grl.50139.
- Šeparović L, Alexandru A, Laprise R, Martynov A, Sushama L, Winger K, Tete K, Valin M. 2013. Present climate and climate change over North America as simulated by the fifth-generation Canadian regional climate model. *Climate Dynamics*, 41: 3167-3201. DOI: 10.1007/s00382-013-1737-5.
- Shaw GD, White ES, Gammons CH. 2013. Characterizing groundwater-lake interactions and its impact on lake water quality. *Journal of Hydrology*, 492: 69-78. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2013.04.018.
- Shaw EM. 1994. *Hydrology in Practice* (3rd Edition). Chapman & Hall, London. 569pp.
- Shaw, R.D., and E.E. Prepas. 1990. Groundwater-lake interactions: II. Nearshore seepage patterns and the contribution of ground water to lakes in central Alberta. *J. Hydrol.* 119:121-136.
- Showstack R. 2004. Discussion of challenges facing water management in the 21st century. *Eos*, 85: 58.
- SIGEOM 2015 Système d'information géominière du Québec <http://sigeomminesgouvqcca>
- Simpkins WW. 2006. A multiscale investigation of groundwater flow at Clear Lake, Iowa. *Ground Water* 44: 35-46.
- Smerdon BD, Allen DM, Grasby SE, Berg MA. 2009. An approach for predicting groundwater recharge in mountainous watersheds. *Journal of Hydrology*, 365: 156-172. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2008.11.023.

- Smith AJ, Townley LR. 2002. Influence of regional setting on the interaction between shallow lakes and aquifers. *Water Resour. Res.* 38(9):1171, doi:10.1029/2001WR000781.
- Sophocleous M. 2002. Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeology Journal*, 10: 52-67. DOI: 10.1007/s10040-001-0170-8.
- Steinman BA, Abbott MB. 2013. Isotopic and hydrologic responses of small, closed lakes to climate variability: Hydroclimate reconstructions from lake sediment oxygen isotope records and mass balance models. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 105: 342-359. DOI: 10.1016/j.gca.2012.11.027.
- Stets EG, Winter TC, Rosenberry DO, Striegl RG. 2010. Quantification of surface water and groundwater flows to open- and closed-basin lakes in a headwaters watershed using a descriptive oxygen stable isotope model. *Water Resources Research*, 46: n/a-n/a. DOI: 10.1029/2009wr007793.
- Stumpp C, Klaus J, Stichler W. 2014. Analysis of long-term stable isotopic composition in German precipitation. *Journal of Hydrology*, 517: 351-361. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.05.034>.
- Sushama L, Khaliq N, Laprise R. 2010. Dry spell characteristics over Canada in a changing climate as simulated by the Canadian RCM. *Global and Planetary Change*, 74: 1-14. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2010.07.004.
- Terasmaa J, Vainu M. 2014. Changes in climate, catchment vegetation and hydrogeology as the causes of dramatic lake-level fluctuations in the Kurtna Lake District, NE Estonia. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 63: 45. DOI: 10.3176/earth.2014.04.
- Tiedeman CR, Goode DJ, Hsieh PA. 1997. Numerical simulation of ground-water flow through glacial deposits and crystalline bedrock in the Mirror Lake area, Grafton County, New Hampshire. US Geological Survey Professional Paper 1572.
- Townley LR, Trefry MG. 2000. Surface water-groundwater interaction near shallow circular lakes: Flow geometry in three dimensions. *Water Resour. Res.* 36: 935-948.
- Turner JV, Allison GB, Holmes JW. 1984. The water balance of a small lake using stable isotopes and tritium. *Journal of Hydrology*, 70: 199-220. DOI: 10.1016/0022-1694(84)90122-7.
- Turner JV, Townley LR. 2006. Determination of groundwater flow-through regimes of shallow lakes and wetlands from numerical analysis of stable isotope and chloride tracer distribution patterns. *Journal of Hydrology*, 320: 451-483. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2005.07.050.
- Turner KW, Wolfe BB, Edwards TWD. 2010. Characterizing the role of hydrological processes on lake water balances in the Old Crow Flats, Yukon Territory, Canada, using water isotope tracers. *Journal of Hydrology*, 386: 103-117. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2010.03.012.
- Turner KW, Wolfe BB, Edwards TWD, Lantz TC, Hall RI, Larocque G. 2014. Controls on water balance of shallow thermokarst lakes and their relations with catchment characteristics: a multi-year, landscape-scale assessment based on water isotope tracers and remote sensing in Old Crow Flats, Yukon (Canada). *Global change biology*, 20: 1585-1603. DOI: 10.1111/gcb.12465.

- Turner SM, Malin G, Nightingale PD, Liss PS. 1996. Seasonal variation of dimethyl sulphide in the North Sea and an assessment of fluxes to the atmosphere. *Marine Chemistry* 54, 245–262.
- Vachon D, Prairie YT, Smith R. 2013. The ecosystem size and shape dependence of gas transfer velocity versus wind speed relationships in lakes. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 70: 1757–1764. DOI: 10.1139/cjfas-2013-0241.
- Veillette J. 1983 The rise and Fall of a Small Lake. *Geoscience Canada* 10(3), 127–131.
- Veillette J, Maqoud A, de Corta H, Bois D. (2004) Hydrogéologie des eskers de la MRC d'Abitibi, Québec, 57th Canadian Geotechnical Conference.
- Velázquez JA, Schmid J, Ricard S, Muerth MJ, Gauvin St-Denis B, Minville M, Chaumont D, Caya D, Ludwig R, Turcotte R. 2013. An ensemble approach to assess hydrological models' contribution to uncertainties in the analysis of climate change impact on water resources. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17: 565–578. DOI: 10.5194/hess-17-565-2013.
- Versegny DL. 1991. Class—A Canadian land surface scheme for GCMS. I. Soil model. *International Journal of Climatology*, 11: 111–133. DOI: 10.1002/joc.3370110202.
- Wang HJ, Liang XM, Jiang PH, Wang J, Wu SK, Wang HZ. 2008. TN:TP ratio and planktivorous fish do not affect nutrient–chlorophyll relationships in shallow lakes. *Freshw Biol* 53: 935–44.
- Wanninkhof R. 1992. Relationship Between Wind Speed and Gas Exchange Over the Ocean. *Journal of geophysical research* 97: 7373–7382.
- Wanty RB, Johnson SL, Briggs PH. 1991. Rn-222 and its parent radionuclides in groundwater from 2 study areas in New-Jersey and Maryland, USA. *Applied Geochemistry*, 6: 305–318. DOI: 10.1016/0883-2927(91)90007-c.
- Winter TC. 1999. Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems. *Hydrogeology Journal*, 7: 28–45.
- Winter TC, Harvey JW, Franke OL, Alley WM. 1998. Ground water and surface water: A single resource. Circ. 1139. USGS, Reston, VA.
- Winter TC, Labaugh JW, Rosenberry DO. 1988. The design and use of a hydraulic potentiometer for direct measurement of differences in hydraulic head between groundwater and surface water. *Limnol. Oceanogr.* 33: 1209–1214.
- Winter TC, Pfannkuch HO. 1984. Effect of anisotropy and groundwater system geometry on seepage through lakebeds: 2. Numerical simulation analysis. *J. Hydrol.* 75: 239–253.
- Winter TC. 1978. Numerical simulation of steady state three-dimensional groundwater flow near lakes. *Water Resour. Res.* 14: 245–254.
- Wetzel RG. 1975. *Limnology*, Saunders Company. 743 p.
- WMO World meteorological organization 2009. WMO Field intercomparison of rainfall intensity gauges. Instruments and observing methods, Report No. 99. 290 p.
- Wollschläger U, Ilmberger J, Isenbeck-Schroter M, Kreuzer AM, von Rohden C, Roth K, Schafer W. 2007. Coupling of groundwater and surface water at Lake Willersinnweiher: Groundwater modeling and tracer studies. *Aquat. Sci.*, 69: 138–152. DOI: 10.1007/s00027-006-0825-6.

WWF 2016. http://wwf.panda.org/about_our_earth/all_publications/lpr_2016/

Yehdegho B, Rozanski K, Zojer H, Stichler W. 1997. Interaction of dredging lakes with the adjacent groundwater field: An isotope study. *Journal of Hydrology*, 192: 247-270. DOI: 10.1016/S0022-1694(96)03102-2.

Yi Y, Brock BE, Falcone MD, Wolfe BB, Edwards TWD. 2008. A coupled isotope tracer method to characterize input water to lakes. *Journal of Hydrology*, 350: 1-13. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2007.11.008.

Zhu C, Schwartz FW. 2011. Hydrogeochemical Processes and Controls on Water Quality and Water Management. *Elements*, 7: 169-174. DOI: 10.2113/gselements.7.3.169.