UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

ÉTUDE DE LA DYNAMIQUE HYDRIQUE DU LAC PAPINEAU (OUTAOUAIS, CANADA)

MÉMOIRE PRÉSENTÉ COMME EXIGENCE PARTIELLE DE LA MAITRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

SIMON LAVOIE LAVALLÉE

SEPTEMBRE 2019

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL Service des bibliothèques

<u>Avertissement</u>

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Tout d'abord, je tiens à remercier ma directrice de recherche, Marie Larocque, pour son professionnalisme et sa confiance. Je tiens également à remercier Sylvain Gagné pour sa précieuse aide, tant sur le plan théorique que pratique. Merci à vous deux de m'avoir guidé tout au long de ce projet.

Présente depuis mon arrivée dans l'équipe d'hydrogéologie, je remercie Marjolaine Roux pour son aide et son dynamisme, autant au bureau, dans la forêt ou coincé en chaloupe au milieu d'un lac. Je remercie aussi Marc-André Bourgault et Marie-Amélie Boucher pour leurs précieux conseils. Merci à James Harris : l'expert de la littérature dont travailler sur le même site d'étude fut un plaisir. Merci aux autres personnes que j'ai eu la chance de rencontrer lors de mon passage au bureau du 5^e : George Ngo, Marina Tcaci, Alexandre Martin, Sabrina Bruneau, Emmanuel Dubois, Olivier Cousineau, Jonathan Chabot-Grégoire, Christelle Lambert et Rachel Laplante. Je remercie également tout le personnel de l'UQAM qui m'ont aidé au cours de cette aventure.

Aux nombreux stagiaires de Kenauk m'ayant accompagné et à Trong Anh Vu, je vous remercie pour votre curiosité et votre aide. Les journées de terrain ont toujours été très agréables en votre compagnie. Merci à Liane Nowel pour son implication ayant grandement facilité la réalisation de ces journées à l'extérieur.

Enfin, merci à François-Félix Cardinal, Frédéric Dion et Geordie Turgeon-Mason pour l'aide que vous m'avez apportée. Je remercie mes parents, proches et amis m'ayant soutenu, sans oublier Marie-Pier Gosselin pour tes encouragements jusqu'à la toute fin.

TABLES DES MATIÈRES

LIS	TE DE	S FIGURES	ix
LIS	TE DE	S TABLEAUX	xvii
RÉ	SUMÉ .		xix
СН	APITRI	E I INTRODUCTION	1
1.1	Probl	lématique	1
1.2	État o	des connaissances	3
	1.2.1	Environnements lacustres	3
	1.2.2	Bilan hydrique	4
	1.2.3	Conditions hydrologiques passées	8
1.3	Obje	ctifs et hypothèses de travail	10
СН	APITR	E II SITE D'ÉTUDE	11
2.1	Conte	exte général	11
2.2	Géole	ogie	14
	2.2.1 2.2.2	Substratum rocheux Dépôts meubles	14 16
2.3	Sites	instrumentés	18
2.4	Mété	orologie	19
2.5	Hydr	ographie	21
2.6	Hydr	ogéologie	23
СН	APITRI	E III MÉTHODOLOGIE	25
3.1	Carac	ctérisation de l'aquifère rocheux	25
	3.1.1 3.1.2	Suivi des niveaux de nappe Essais de pompage	25
3.2	Instru	umentation de sites spécifiques	28

	3.2.1	Sélection des sites	28
	3.2.2	Coupes stratigraphiques	29
	3.2.3	Instruments utilisés	30
3.3	Bilan	hydrique	33
	3.3.1	Précipitations totales	33
	3.3.2	Couvert nival	
	3.3.3	Évaporation et évapotranspiration	
	3.3.4	Ruissellement de surface	41
	3.3.5	Apports d'eau souterraine	47
	3.3.6	Emmagasinement	51
	3.3.7	Incertitudes sur les termes du bilan hydrologique	51
3.4	Résea	au de neurones artificiels	53
3.5	Indic	es d'évaporation et de sécheresse	56
3.6	Critè	res de performance et analyses statistiques	57
	3.6.1	Analyse corrélatoire	58
	3.6.2	Analyse de tendance	59
СН	APITR	E IV RÉSULTATS ET DISCUSSION	61
	C I		
4.1	Cond	litions hydrologiques actuelles	61
	4.1.1	Données météorologiques	61
	4.1.2	Affluents instrumentés	67
	4.1.3	Autres affluents	78
	4.1.4	Exutoire	80
	4.1.5	Evaporation et évapotranspiration	82
	4.1.6	Bilan hydrique	86
	4.1.7	Echanges eau souterraine-lac	92
4.2	Cond	litions hydrologiques passées	100
	4.2.1	Apports verticaux	100
	4.2.2	Débits sortants	102
	4.2.3	Température et évapotranspiration	105
4.3	Résil	ience du bassin versant	108
	4.3.1	Indices d'évaporation et de sécheresse	108
	4.3.2	Élasticité	109
СН	APITRI	E V CONCLUSION	111

vi

ANNEXE A	Niveaux de nappe dans les puits instrumentés115
ANNEXE B	Emplacement des instruments aux sites instrumentés
ANNEXE C	Coupes stratigraphiques des sites instrumentés
ANNEXE D	Récapitulatif de chacune des composantes du bilan hydrique121
RÉFÉRENCI	ES

vii

viii

LISTE DES FIGURES

Figure Page
Figure 1.1 : Schématisation des composantes du bilan hydrique d'un lac5
Figure 2.1 : Localisation du site d'étude
Figure 2.2 : Modèle numérique d'élévation LiDAR (sept retours sont captés et la densité d'acquisition prescrite est de huit points par mètre carré) de la zone d'étude (Bournival et al., 2017)
Figure 2.3 : Carte géologique régionale de la zone d'étude (MNRF, 2010)15
Figure 2.4 : Carte des dépôts meubles de la zone d'étude (MERN, 2015)17
Figure 2.5 : Délimitations et types des milieux humides riverains autour du lac Papineau. Les sites instrumentés sont illustrés directement par rapport à leurs positions
Figure 2.6 : Emplacements des stations météorologiques autour du lac Papineau20
Figure 2.7 : Bathymétrie et emplacement des plus grands lacs compris dans le bassin versant du lac Papineau. Le lac est délimité par la ligne bathymétrique de 0 m.22
Figure 2.8 : Carte piézométrique de la région du site d'étude réalisée par James Harris en 2018

Figure 3.1 : Localisation des puits instrumentés	
--	--

- Figure 3.3 : Localisation des stations hydrométriques (points bleus). Les superficies identifiées par différentes teintes de gris représentent tous les sous-bassins versants autour du lac Papineau. 42

Figure 4.6 : Courbe de tarage de la station hydrométrique de l'affluent 041......68

Figure 4.7 : Débits mesurés (noir) et simulés (rouge) de l'affluent 041. Les débits en m³/s ont été transformés en mm/j en les divisant par la superficie du lac (13,5 km²)

Figure 4.8 : Courbe de tarage de la station hydrométrique de l'affluent Jackson. 70

Figure 4.10 : Débits mesurés (noir) et simulés (rouge) de l'affluent Mills. Les débits en m³/s ont été transformés en mm/j en les divisant par la superficie du lac (13,5 km²)

Figure 4.11 : Courbe de tarage de la station hydrométrique de l'affluent La Croix....74

- Figure 4.13 : Relations de C_v et C_{va} selon la pente moyenne et la fraction humide du bassin. Le point orange représente le bassin La-Croix dans le graphique A.77

- Figure 4.16 : Hydrogramme de la station hydrométrique à l'exutoire du lac Papineau. Les débits (Q) sont représentés en lame d'eau par rapport au lac Papineau......81

- Figure 4.21 : Bilan hydrologique journalier (A) dont la composante restante ΔES et les variations du niveau du lac Papineau ΔS sont ajoutées (B). ΔES est calculé selon

- Figure 4.22 : Bilan hydrologique mensuel. Les apports verticaux, l'évaporation, les ruissellements de surface entrant et sortant, les variations du niveau du lac Papineau ainsi que les flux aquifère-lac sont respectivement représentés par AV, E, Qe, Qs, ΔS et ΔES. L'unité présentée est en lame d'eau selon la superficie du lac et l'axe des abscisses représente les premières lettres des mois d'octobre à septembre.

- Figure 4.25 : Résultats des analyses au granulomètre laser. Les données des différents sites ont été classées par couleurs et les pourcentages retenus cumulés utilisés pour

le calcul de la cor	nductivité hy	ydraulique (Beyer, 196	64) sont	représentés	par	les
lignes pointillées							96

- Figure 4.29 : Précipitations mensuelles des années hydrologiques 2016-17 et 2017-18 comparées aux valeurs normales minimales, moyennes et maximales des années hydrologiques de 1965 à 2018.

- Figure 4.33 : Débits sortants mensuels, rapportés selon la superficie du bassin versant, des années hydrologiques 2016-17 et 2017-18 comparées aux valeurs minimales, moyennes et maximales des années hydrologiques de 1965 à 2018.......105

- Figure 4.36 : Températures mensuelles des années hydrologiques 2016-17 et 2017-18 comparées aux valeurs minimales, moyennes et maximales des années hydrologiques de 1965 à 2018. 107
- Figure 4.37 : Représentation graphique des indices d'évaporation et de sécheresse selon la courbe Budyko. Les valeurs ont été séparées en trois groupes selon les périodes 1965-1980, 1981-1995 et 1996-2018 et illustrées selon différentes teintes de bleues. Les moyennes de ces périodes sont représentées en jaune, orange et rouge. 109

Figure A.1 : Élévation des nappes des puits instrumentés par rapport à celle du lac
Papineau
Figure B.1 : Emplacement des instruments au site "Tourbière"
Figure B.2 : Emplacement des instruments au site "Marécage" 117
Figure B.3 : Emplacement des instruments au site "Aulnaie" 118
Figure B.4 : Emplacement des instruments au site "Boileau" 118

Figure C.1 : Coupe stratigraphique du site "Tourbière"	119
Figure C.2 : Coupe stratigraphique du site "Marécage"	119
Figure C.3 : Coupe stratigraphique du site "Aulnaie"	120
Figure C.4 : Coupe stratigraphique du site "Boileau"	120

LISTE DES TABLEAUX

Tableau Page
Tableau 1.1 : Exemples de valeurs annuelles des composantes de bilans hydriques d'études antérieures
Tableau 2.1 : Distance du lac Papineau et intervalle de temps des chroniques des stations météorologiques.
Tableau 3.1 : Détails des sept puits instrumentés près du lac Papineau. Les noms des chalets en orange correspondent aux puits qui ne sont pas munis de sonde et où les essais de pompage ont été réalisés
Tableau 3.2 : Périodes de mise en place des infiltromètres à chacun des sites31
Tableau 4.1 : Paramètres calés et critères de performance des quatre sous-bassins instrumentés. Les lignes surlignées en orange correspondent aux paramètres qui ne sont pas fixes d'un bassin à un autre. 77
Tableau 4.2 : Apport d'eau souterraine mensuel estimé par l'équation de Darcy aux sites en milieux humides, par mètre de rive

xviii

RÉSUMÉ

L'eau douce de surface recouvre une proportion considérable du territoire au Canada et au Québec. Plusieurs études antérieures se sont déjà intéressées à la compréhension des milieux lacustres, mais peu dans un contexte naturel non impacté par les activités anthropiques. L'objectif du présent projet était d'étudier la dynamique hydrique du lac Papineau sur le territoire de la réserve Kenauk Nature, où peu de données sont disponibles, pour des conditions climatiques actuelles (2017-2018) et passées (1965-2018). Situé en Outaouais, entre Montréal et Ottawa, le lac Papineau couvre une superficie de 13,5 km² et possède des profondeurs moyenne et maximale de 18,5 et 89,0 m. Les composantes du bilan hydrique sont les précipitations, l'évaporation, les ruissellements de surface entrant et sortant, la variation d'emmagasinement et un potentiel échange eau souterraine-lac. Une station météorologique a été installée sur le site, à 8,3 km du lac, en novembre 2016 pour mesurer en continu les précipitations, la température, l'épaisseur du couvert de neige, la pression atmosphérique, la vitesse du vent, la radiation solaire et l'évaporation. Ces valeurs ont été comparées et combinées à celles de la station Notre-Dame-de-la-Paix, située à 16,8 km du lac. Les pertes par évaporation du lac ont été quantifiées à l'aide d'équations empiriques et d'un bac d'évaporation. Un modèle tridimensionnel de la géométrie du bassin versant a été développé dans le logiciel ArcGIS avec les données topographiques de haute précision LiDAR. Les apports au lac par ruissellement de surface et les débits sortants du lac ont été estimés grâce à la mise en place de stations hydrométriques aux exutoires de quatre sous-bassins versants (mai et juin 2017) et à l'exutoire du lac Papineau (janvier 2016). Les débits entrants totaux ont été estimés à l'aide de modèles hydrologiques MOHYSE en extrapolant les paramètres des quatre sous-bassins à tous les autres. D'octobre 2017 à septembre 2018, les précipitations (1189 \pm 83 mm) représenteraient 20 \pm 1 % de la somme des apports, alors que ces proportions seraient de $61 \pm 8\%$ pour le ruissellement de surface $(3581 \pm 489 \text{ mm})$ et de $19 \pm 18\%$ pour l'eau souterraine $(1088 \pm 1063 \text{ mm})$. Les proportions par rapport à la somme des pertes, considérée égale à celle des apports, seraient de 5 \pm 2 % pour l'évaporation (314 \pm 98 mm), 93 \pm 5 % pour le ruissellement de surface (5461 \pm 273 mm) et 1 \pm 2 % pour la variation d'emmagasinement $(83 \pm 120 \text{ mm})$. D'ailleurs, entre 2016 et 2018, le niveau d'eau du lac Papineau n'a varié que d'environ 1 m. Le suivi de niveaux de nappe de l'aquifère de roc fracturé dans certains puits autour du lac, et la réalisation d'essais de pompage pour en déduire des conductivités hydrauliques des formations géologiques ont permis d'estimer un

apport potentiel d'eau souterraine maximal de 343 mm/année. Trois milieux humides de typologie différente (tourbière, marécage et aulnaie) et un site dans la portion nord du lac ont été sélectionnés pour identifier et quantifier les échanges entre l'eau souterraine et le lac. L'analyse du radon-222 d'échantillons d'eau provenant près des berges du lac a aidé à identifier certaines zones de décharge d'eau souterraine près des milieux humides. La quantification d'apport d'eau souterraine maximal de 157 mm/année à ces sites a été possible grâce au suivi de niveau de piézomètres mis en place dans les dépôts meubles et à l'utilisation d'infiltromètres. Au site situé dans le secteur nord du lac, ces méthodes ont permis d'identifier des flux allant du lac vers l'aquifère granulaire, compensant ainsi une partie de ces apports. Pour évaluer la réponse du bassin versant du lac Papineau aux changements des conditions météorologiques, les débits passés à l'exutoire ont été simulés par un ensemble de réseaux de neurones artificiels. Les concepts de la courbe Budyko ont été utilisés pour estimer la résilience du bassin versant du lac Papineau à partir des données mesurées et simulées depuis 1965. Avec les données disponibles, le lac serait considéré relativement inélastique, donc sensible à des changements de précipitations et de températures. En plus de fournir des informations pertinentes sur la dynamique hydrique passée et actuelle du lac Papineau, ce projet a permis de réaliser une première estimation des interactions entre l'aquifère et le lac, contribuant ainsi avec des données nouvelles aux rares études sur l'hydrodynamique des lacs de grande dimension sur le Bouclier canadien. La poursuite de l'acquisition de données à l'aide des instruments en place permettra de réduire les incertitudes sur les résultats, de mieux comprendre le rôle de chacune des composantes du bilan hydrique et de fournir des scénarios futurs plus robustes pour l'étude des impacts des changements climatiques sur l'hydrologie et les écosystèmes du lac Papineau.

Mots clés : Lac, bilan hydrique, eau souterraine, Bouclier canadien, Outaouais (Québec)

CHAPITRE I

INTRODUCTION

1.1 Problématique

Un grand nombre de lacs recouvre le Canada, dont de nombreux se trouvent sur le Bouclier canadien (Lehner et Döll, 2004). Sur une superficie de près de 10 millions de kilomètres carrés, 8,9 % du pays est couvert par de l'eau douce (Statistique Canada, Division de la géographie, 2012). Au Québec seulement, pour une superficie totale d'environ 1,7 million de kilomètres carrés, 13 % de celle-ci est recouverte par de l'eau douce. Sur 3,6 millions de lacs, 97 % ont une taille inférieure à 0,25 km² alors que seul 0,0018 % ont une taille supérieure à 156 km² (MDDELCC, 2015). À l'échelle globale, il y aurait plus de 8 millions de lacs dépassant une superficie de 10 000 m² (Meybeck, 1995), mais seulement une petite partie de ceux-ci, les plus importants en termes de taille, représente la principale proportion des volumes mondiaux d'eau de lac alors que les plus petits sont plus nombreux et couvrent au total une plus grande superficie (Fluet-Chouinard et al., 2015).

La réalisation du bilan hydrique d'un lac mène à la quantification des flux d'eau entrants et sortants qui permettent de comprendre les variations de niveau du lac. L'eau souterraine peut avoir une grande importance dans certains cas (Rosenberry et al., 2015). Par exemple, les lacs de kettle, étudiés par Arnoux et al. (2017) au Québec, sont très dépendants de l'eau souterraine pour leur alimentation. D'autres lacs semblent très peu connectés aux eaux souterraines, cette composante étant alors négligeable par rapport aux autres termes du bilan hydrique. Une large gamme de conditions existe entre ces deux extrêmes. L'apport d'eau souterraine à un lac est souvent peu connu, car il est généralement moins important en termes de volume d'eau que les apports par le ruissellement et les précipitations. L'apport d'eau souterraine, invisible, souvent diffus et variable spatialement, est aussi plus difficile à mesurer dû notamment aux hétérogénéités spatiales et temporelles des flux (Rosenberry et Winter, 2009). Lorsque de l'eau souterraine se décharge dans un lac ou un milieu humide riverain, il y a une régulation des conditions d'humidité et de température, ce qui peut contribuer au maintien de la biodiversité (Hoffmann et al., 2009). Un changement des niveaux de nappe dans un aquifère voisin au lac peut altérer les volumes et la qualité de l'eau souterraine atteignant le lac et modifier ses milieux humides riverains et les écosystèmes associés (Sophocleous, 2002; Kidmose et al., 2015; Kurylyk et al., 2014). À un certain niveau de perturbation, les habitats riverains lacustres peuvent être affectés, et l'écosystème tout entier peut être déstabilisé lorsque ces perturbations sont plus importantes (Zohary et Ostrovsky, 2011).

De plus, en raison des augmentations de la demande en eau souterraine et des pressions causées par les changements climatiques (UNESCO, 2015; GIEC, 2014), il est particulièrement important de gérer cette ressource dans une optique de développement durable. Même dans les régions pourvues d'eau au Canada, il y a déjà certains secteurs où les réservoirs d'eau douce sont limités (ex. Cook et Bakker, 2012; Larocque et Broda, 2016) ou mis à risque par des contaminations causées par les activités industrielles et agricoles (Rivera et al., 2004).

1.2 État des connaissances

1.2.1 Environnements lacustres

Un lac est défini comme étant un emmagasinement naturel d'eau de surface dans une ou plusieurs dépressions de la topographie, sans continuité avec la mer, où les volumes d'eau entrants sont comparables aux volumes sortants, ce qui permet de maintenir de l'eau dans la dépression de manière permanente (Forel, 1892). Les lacs peuvent être classés selon leur taille, leur profondeur et leur superficie, l'âge de leur formation ou leur géochimie. La présence ou non d'un exutoire, aussi appelé décharge ou émissaire, est également un critère important pour leur classification. Un seuil est parfois présent à l'exutoire de lacs qui en sont munis d'un afin de minimiser les variations de leurs niveaux au cours de l'année (Forel, 1892; Lehner & Döll, 2004). Un lac est considéré peu profond lorsque sa profondeur moyenne est inférieure à 3 m et qu'il n'est peu ou pas stratifié (Cooke et al., 2001). Au Québec et au Canada, de nombreux lacs se sont formés suite à la dernière glaciation il y a plus de 10 000 ans (Richard et Occhietti, 2005), mais d'autres datent de plusieurs millions d'années (Carroll et Bohacs, 1999).

Selon la présence de certaines activités anthropiques dans le bassin versant d'un lac, la concentration de certains éléments et molécules chimiques peut varier et avoir un impact sur les écosystèmes lacustres. D'ailleurs, la qualité de l'eau des lacs est un sujet d'étude fréquent dans différents contextes, notamment liés à la prolifération de cyanobactéries ou avec des concentrations élevées de phosphore (Giani et al., 2005). Peu d'études se sont toutefois penchées sur les liens entre les dynamiques hydrologiques et écosystémiques ainsi que sur les impacts qu'auront les changements climatiques et l'utilisation du territoire sur celles-ci.

Le climat et la géomorphologie influencent également la dynamique de ces hydrosystèmes. Le climat contrôle les volumes d'eau entrants dans le système par les précipitations et les volumes retournant à l'atmosphère par évaporation et transpiration, tandis que la morphologie d'un bassin versant affecte les temps de séjour de l'eau de surface et souterraine de même que les temps de résidence de l'eau dans le lac luimême.

1.2.2 Bilan hydrique

L'équation du bilan hydrique pour un lac donné (Watson et al., 2001; Kummu et al., 2014), est la suivante:

$$\Delta S = P - E + Q_e - Q_s + \Delta ES \tag{éq. 1.1}$$

où

$$\Delta ES = ES_{e} - ES_{s} \tag{ég. 1.2}$$

 ΔS représente la variation d'emmagasinement d'eau du lac. Les précipitations (P), l'évaporation (E), le ruissellement de surface entrant (Q_e) et sortant (Q_s) ainsi que la variation nette provenant de l'échange entre l'eau souterraine et l'eau du lac (ΔES ; soustraction des pertes d'eau du lac vers l'aquifère (ES_s) aux apports provenant des zones de décharge (ES_e)) sont les autres composantes de ce bilan. Elles sont schématisées à la Figure 1.1. Toutes les unités de ces variables sont en mm/mois ou mm/année. Ces composantes ont déjà été estimées lors d'études passées où le bilan hydrique de lacs a été réalisé.



Figure 1.1 : Schématisation des composantes du bilan hydrique d'un lac.

Le Tableau 1.1 fournit quelques exemples de bilans hydriques tirés de la littérature. Les dynamiques hydrologiques peuvent varier considérablement d'un lac à l'autre selon les caractéristiques physiques des bassins versants et les conditions climatiques. L'échange net entre l'eau souterraine et celle du lac peut être négligeable ou jouer un rôle très important selon les cas.

Dáfáranca	Emplacement	С	Composantes du bilan hydrique (mm)				
Kelerence	Emplacement	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$				AES	∆S
	Nouvelle- Angleterre	1143	610	254	787	0	-
Winter (1981)	Wisconsin	812	660	254	406	0	-
	Dakota du nord	457	813	51	0	305	-
Watson et al. (2001)	Floride (lac Magnolia)	1310	1080	9760	7930	-2880	-130

Tableau 1.1 : Exemples de valeurs annuelles des composantes de bilans hydriques d'études antérieures.

1.2.2.1 Précipitations et évapotranspiration

La présence de réseaux de stations météorologiques (Environnement et Changement climatique Canada, 2018; MDDELCC, 2018a) fournit des données climatologiques telles que les précipitations et les températures journalières. Ces stations couvrent la plupart des secteurs au sud du Québec et ont des données historiques allant parfois jusqu'au début du 20^e siècle,

L'évaporation d'une eau de surface est souvent estimée par bilan hydrique ou énergétique, avec l'utilisation d'un bac d'évaporation USA classe A (McMahon et al., 2013) ou par des formules empiriques utilisant principalement comme variables la température de l'air, l'humidité relative, la vitesse du vent et la pression atmosphérique (ex. Penman, 1948; Berry et Stichling, 1954; Monteith, 1965; Priestley et Taylor, 1972; Winter, 1981; Morton, 1983). L'évaporation réelle (ER) est quantifiable à partir des signatures en isotopes stables de l'eau (ex. Gibson et al., 1993; Gibson et Edwards, 2002; Skrzypek et al., 2015). Il existe aussi plusieurs formules basées sur un nombre limité de paramètres, comme la température, la latitude et la durée d'ensoleillement afin d'estimer l'évapotranspiration potentielle (ETP) (ex. Thornthwaite, 1948; Oudin et al., 2005). Ces formules permettent de calculer des ETP lorsque peu de données sont disponibles.

1.2.2.2 Ruissellement

L'exutoire d'un lac est l'emplacement où l'eau de surface sur le bassin versant converge en suivant la topographie. L'apport superficiel d'eau peut atteindre un lac par les affluents, aussi nommés tributaires, lorsque l'eau des précipitations tombant sur un bassin versant converge vers un ruisseau ou une rivière. L'apport superficiel d'eau peut aussi être de nature diffuse et atteindre le lac sous forme de ruissellement hypodermique. Cet apport peut représenter une contribution importante au lac pour certains types d'environnements (Winter, 1981), mais est souvent difficile à quantifier, car les débits des affluents ne sont souvent pas suivis contrairement à des cours d'eau de plus grande envergure qui sont suivis au Québec par le réseau de stations hydrométriques de la Direction de l'expertise hydrique (MDDELCC, 2018b).

1.2.2.3 Apports et pertes d'eau souterraine

Si toutes les autres composantes de l'équation de bilan hydrique sont estimées, il est possible de déterminer l'importance de l'échange entre l'eau souterraine et celle du lac en isolant ΔES (ex. Winter, 1981) dans l'équation 1.1.

Le radon-222 est un traceur de l'eau souterraine souvent utilisé pour identifier et quantifier les apports d'eau souterraine dans un réservoir d'eau de surface (ex. Cook et al., 2008; Shaw et al., 2013). Le radon-222 est souvent présent dans l'eau souterraine, en raison du contact de l'eau avec les roches qui contiennent de l'uranium (Mullinger et al., 2007). S'il est présent dans l'eau en bordure d'un lac ou d'une rivière, la présence de radon-222 (demi-vie de 3,81 jours) permet d'identifier la présence d'une émergence d'eau souterraine (ex. Schmidt et al., 2010; Berthot et al., 2016; Arnoux et al., 2017).

Pour identifier et quantifier des flux échangés entre un lac et un aquifère voisin, plusieurs méthodes peuvent être utilisées. L'instrumentation de puits dans le roc fracturé ou de piézomètres dans les sédiments superficiels et l'utilisation de la loi de Darcy (ex. Darcy, 1856; Rosenberry et al., 2008) à partir des gradients hydrauliques mesurés en est un exemple. Il est également possible d'identifier ces flux à l'aide de potentiomanomètres hydrauliques qui permettent d'obtenir des gradients hydrauliques ponctuels au fond d'un lac (ex. Winter et al., 1988; Rosenberry et al., 2008) ou encore à l'aide d'infiltromètres mesurant directement le volume d'eau échangé entre l'aquifère et le lac (ex. Fellows et Brezonik, 1980; Boyle, 1994; Rosenberry et al., 2008).

1.2.2.4 Emmagasinement

En général, un lac emmagasine les crues et répartit le volume d'écoulement sur une période plus ou moins longue à la suite d'événements pluvieux (Gray, 1972). Cette capacité d'emmagasinement dépend de plusieurs facteurs tels la superficie du lac, la forme de son exutoire, le niveau initial avant le passage de la crue ainsi que l'amplitude et la répartition temporelle de l'événement (Goulet, 1976).

Pour de nombreux lacs en région de villégiature, la variation d'emmagasinement est contrôlée par un seuil ou un barrage à l'exutoire permettant de réduire le débit sortant et de maintenir un niveau d'eau plus constant au cours de l'année (Leira et Cantonati, 2008). Ces interventions ont un impact sur la dynamique du système lacustre en augmentant l'emmagasinement en période d'étiage.

1.2.3 Conditions hydrologiques passées

En raison de leur très grand nombre, seule une très faible proportion de lacs québécois et canadiens sont suivis pour les variations de leurs niveaux. Parmi ceux-ci, très peu le sont depuis plusieurs décennies. Au Québec, près de 550 lacs de villégiature ont été échantillonnés, entre 2004 et 2009, pour évaluer leur niveau d'eutrophisation (MDDEP, 2012). Ces données sont récoltées en grande partie grâce au Réseau de surveillance volontaire des lacs (RSVL) qui est basé sur un partenariat entre le MDDEP, certaines associations de riverains, les municipalités, les organismes partenaires et des chercheurs universitaires. Étant donné que les objectifs de ce suivi sont d'établir le niveau trophique et de dépister les signes d'eutrophisation afin de dresser l'état général des lacs au Québec, les résultats ne fournissent pas d'information hydrologique quantitative. De plus, le suivi de niveau d'eau est présentement mesuré en continu dans seulement cinq lacs de plus de 140 km² au Québec et dans moins de 400 lacs de cette taille au Canada (Environnement et Ressources naturelles Canada, 2019). Le manque

de données hydrométriques à long terme limite significativement la compréhension de la dynamique hydrologique des lacs.

Parmi les méthodes disponibles pour simuler des conditions hydrologiques passées, en l'absence de données hydrométriques, ou futures, les réseaux de neurones artificiels sont couramment utilisés (ex. Kang et al., 1993; Karunanithi et al., 1994; Campolo et al., 1999; Boucher et al., 2010). Même s'ils ne permettent pas de mieux comprendre les processus menant aux niveaux ou débits (à l'exutoire du lac) simulés, il s'agit d'un moyen relativement rapide d'estimer les variations hydrologiques passées à partir d'autres variables existantes, incluant des données météorologiques et débitmétriques de rivières voisines. À l'aide des données annuelles de précipitations, de températures et de débits à l'exutoire d'un bassin versant, il est possible d'estimer l'indice d'évaporation à partir des valeurs réelles d'évapotranspiration et l'indice de sécheresse à partir des valeurs d'évapotranspiration potentielle. En mettant ces deux indices en relation, la courbe mesurée peut être comparée à la courbe théorique Budyko (ex. Budyko, 1971; Creed et al., 2014). Lorsqu'une plus large variation d'indices de sécheresse par rapport aux indices d'évaporation est observée, la résilience d'un bassin, c'est-à-dire sa capacité à maintenir sa dynamique hydrologique à la suite de perturbations climatiques, peut être considérée comme étant élevée. Dans ce cas, pour un certain changement des conditions climatiques du bassin, peu de changements hydrologiques sont mesurés. L'élasticité est quant à elle une manière d'évaluer la résilience d'un bassin versant, à partir des indices de sécheresse et d'évaporation pour une succession d'années froides et d'années chaudes. Ces données sont utiles pour déterminer la sensibilité du bassin versant aux changements climatiques et ainsi prédire des changements dans la répartition de l'équilibre hydrique en réponse à un réchauffement (Creed et al., 2014). Plusieurs études ont d'ailleurs confirmé l'utilité de ces notions pour l'évaluation de la résilience de certains bassins versants (ex. Schaake, 1990; Sankarasubramanian et al., 2001; Creed et al., 2014).

1.3 Objectifs et hypothèses de travail

Ce projet de maîtrise a été réalisé sur le lac Papineau dans la réserve de Kenauk Nature en Outaouais. L'objectif général du projet est d'évaluer la dynamique hydrique du lac Papineau pour des conditions météorologiques actuelles et passées. Les objectifs spécifiques sont 1) de quantifier le bilan hydrique actuel du lac Papineau, 2) de mesurer les flux échangés entre l'aquifère et le lac et 3) d'utiliser les données hydrométéorologiques historiques pour comprendre le bilan hydrique passé du lac. Les résultats permettront d'évaluer l'importance de la composante eau souterraine dans le bilan hydrique ainsi qu'estimer la résilience du bassin versant à des perturbations climatiques.

Les hypothèses sous-jacentes à ce travail sont les suivantes : 1) l'apport d'eau souterraine au lac Papineau est non négligeable dans sa dynamique hydrique et dans le maintien de son niveau relativement constant au cours de l'année, 2) cet apport peut être mesuré sur le terrain et estimé par bilan hydrique et 3) la reconstitution des débits historiques à l'exutoire du lac à partir de données climatiques et hydrologiques de sites avoisinants permet d'obtenir une estimation à long terme de la réactivité du bassin versant à des perturbations climatiques.

Le présent mémoire se divise comme suit. Le chapitre II présente le site d'étude où se trouve le bassin versant du lac Papineau. Le chapitre III résume l'ensemble des méthodes utilisées et des travaux de terrain (étés 2017 et 2018) réalisés afin d'obtenir les données brutes menant aux résultats qui sont présentés et discutés au chapitre IV. Ceux-ci concernent le bilan hydrique actuel du lac, la caractérisation des échanges entre l'aquifère et le lac et les conditions hydrologiques passées. Le chapitre V présente la conclusion du mémoire.

CHAPITRE II

SITE D'ÉTUDE

Le contexte général du territoire, la géologie du socle rocheux et des dépôts quaternaires, les sites instrumentés, le climat et le réseau hydrographique sont présentés dans les sections qui suivent.

2.1 Contexte général

Le lac Papineau, d'une superficie de 13,5 km², se situe entre Ottawa et Montréal, à la limite des régions administratives des Outaouais et des Laurentides et des municipalités régionales de comté de Papineau et d'Argenteuil. Il se trouve donc près de la frontière entre le Québec (QC) et l'Ontario (ON) qui suit la rivière des Outaouais. Son bassin versant, couvrant 93,5 km², se trouve sur les municipalités de Boileau, Notre-Dame-de-Bonsecours, Harrington ainsi que Grenville-sur-la-Rouge et entre les rivières de la Petite Nation et Rouge. Il s'agit d'un lac de tête du bassin versant de la rivière Saumon qui débute à son exutoire.

La réserve naturelle privée Kenauk Nature couvre 260 km² et respectivement 77 et 66 % des superficies du lac Papineau et du bassin versant de celui-ci (Figure 2.1). Kenauk Nature et Conservation de la nature Canada (CNC) sont copropriétaires de ce territoire, dans le but de conserver le territoire tout en maintenant son accessibilité et l'étude des conditions naturelles de l'écosystème. D'ailleurs, l'institut Kenauk, un

établissement permanent de recherche créé en 2015, permet de soutenir, coordonner et superviser plusieurs projets de recherche en partenariat avec plusieurs universités.



Figure 2.1 : Localisation du site d'étude

Grâce au Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines en Outaouais (PACES-OUT) (Comeau et al., 2013), un portrait des ressources d'eau souterraine de la région d'étude a été réalisé, rendant disponibles plusieurs cartes et une base de données hydrogéologiques pour l'ensemble de la région de l'Outaouais, où se situe la majeure partie du bassin versant du lac Papineau.

En juin 2015, des données LiDAR aéroportées ont été recueillies par Géolocation Inc. afin d'obtenir un modèle d'élévation numérique très détaillé de la région (Figure 2.2). Elles ont permis de délimiter le bassin versant du lac Papineau à partir de son exutoire.



Figure 2.2 : Modèle numérique d'élévation LiDAR (sept retours sont captés et la densité d'acquisition prescrite est de huit points par mètre carré) de la zone d'étude (Bournival et al., 2017).

L'élévation varie entre 170 et 410 m sur l'ensemble du bassin versant. Le relief de la partie ouest du lac Papineau est moins important que pour la partie est, ce qui explique le fait que la limite du bassin versant soit plus éloignée au lac que cette dernière. Les pentes moyennes sont donc également plus élevées dans la partie est.

2.2 Géologie

2.2.1 Substratum rocheux

Le site d'étude se trouve dans le Bouclier canadien formé, il y a environ 1100 millions d'années, à la suite de la collision des masses continentales menant à la formation d'un supercontinent appelé Rodina (Hynes et al., 2010). Une collision continentale forma alors une chaîne de montagnes correspondant aujourd'hui à la Province du Grenville (Castonguay et Nadeau, 2012). Cette province géologique était composée de massifs de roches intrusives métamorphisées et, à la suite de millions d'années d'érosion, la topographie actuelle correspond à la base de cette ancienne chaîne de montagnes. Un autre événement semble avoir eu lieu, il y a 600 millions d'années, lorsque le supercontinent Rodina s'est fractionné créant ainsi un rift et de grandes failles normales en bordure de celui-ci. En s'élargissant, ce rift donna naissance aux masses continentales de Laurentia et de Baltica, où l'océan Iapétus se forma entre celles-ci il y a 540 à 445 millions d'années.

En concordance avec le contexte géologique de la région, plusieurs lithologies ont été cartographiées dans la zone d'étude (MERN, 2010; Figure 2.3). Il est possible de retrouver des roches ignées intrusives telles que du granite, de la syénite et de la mangérite (I1B, I2D et I2O), des roches métasédimentaires telles que du paragneiss, du quartzite et du marbre (M4, M12 et M13), d'autres roches métamorphiques telles que du gneiss, de la migmatite, de la diatexite, de la métatexite et de l'amphibolite (M1, M22, M21, M20 et M16) et également de la diabase (I3B), une roche ignée mafique métamorphisée.



Figure 2.3 : Carte géologique régionale de la zone d'étude (MNRF, 2010)

Le lac Papineau semble donc se trouver dans une dépression du roc au contact de roches métasédimentaires et plutoniques. Les roches métasédimentaires se trouvent principalement sur la partie ouest du bassin versant alors que les roches plutoniques sur la partie sont. Ces lithologies semblent avoir un impact sur le relief qui est moins prononcé sur la partie ouest que celle de l'est (Figure 2.2).

2.2.2 Dépôts meubles

Les dépôts meubles présents sur le territoire sont associés à la dernière glaciation et à la déglaciation subséquente, car les sédiments antérieurs à cet événement ne semblent pas avoir été préservés (Roy et al., 2013). L'Inlandsis laurentien, qui a recouvert une grande partie du Canada actuel, a transporté de grandes quantités de sédiments lors de sa fonte pour les déposés sur les plaines d'inondation, dans les lacs proglaciaires et dans la Mer de Champlain. Comme le poids de l'Inlandsis laurentien avait abaissé la croûte terrestre sous le niveau de la mer, les vallées du Saint-Laurent et de l'Outaouais furent envahies au cours de la déglaciation par les eaux marines de 12 à 9,5 ka jusqu'à 210 m d'altitude (Occhietti et Richard, 2003). Le retrait de ces eaux aurait commencé vers 11,2 ka dans la région de Gatineau.

La cartographie des dépôts quaternaires (Daigneault et al., 2012) a été réalisée simultanément avec le projet PACES-OUT. Lorsqu'une certaine superficie est recouverte par moins de 30 cm de sédiments, il est considéré que le roc (R) y affleure. C'est le cas pour 4,2 % du bassin versant du lac Papineau. Dès qu'il y a plus de 30 cm de dépôts, les unités sont répertoriées selon leurs caractéristiques (Figure 2.4). La majorité du territoire, soit 71 % du bassin versant, est recouvert de till en couverture mince et discontinue de 0,3 à 1 m d'épaisseur (Tm) ou continue de plus de 1 m d'épaisseur (Tc). Des sédiments alluviaux de terrasses actuelles et anciennes (At/Ax), formés de silts sableux, de sables, de graviers et de cailloux ainsi que des sédiments deltaïques et prodeltaïques lacustres ou marins (LGd/MGd) constitués de sables, de sables graveleux et de graviers. Moins de 1 % du bassin versant est couvert par ces types de sédiments, soit dans la partie complètement au nord du lac Papineau. Cependant, cette stratigraphie se poursuit à l'extérieur de la limite du bassin versant où l'altitude est sous celle du lac. Il est donc possible qu'il y ait un échange d'eau à travers ces sédiments grossiers. Comme il y a une forte présence de lacs dans la région, il est normal de retrouver beaucoup de sédiments lacustres et de matières organiques (L) qui
recouvrent 19 % du bassin versant. Il est aussi possible de retrouver des sédiments glaciomarins fins d'eau profonde (MGa), d'épandage subaérien (Go) et juxtaglaciaires (Gx) aux alentours de la limite du bassin versant et très peu ou pas à l'intérieur de celleci.



Figure 2.4 : Carte des dépôts meubles de la zone d'étude (MERN, 2015)

La présence de sédiments d'eau profonde (MGa), deltaïques (LGd/MGd) et alluviaux (At/Ax) concorde avec l'épisode de la Mer de Champlain sur la région (Comeau et al., 2013).

2.3 Sites instrumentés

À la suite des travaux de cartographies des milieux humides de l'Outaouais réalisés par Canards Illimités Canada (CIC et MDDELCC, 2017), une équipe de l'Institut de Recherche en Biologie Végétale (IRBV) et de l'Université du Québec à Trois-Rivières (UQTR) a caractérisé chacun des milieux humides du lac Papineau au cours de l'été 2018, dans le but d'évaluer la biodiversité. Ces travaux ont permis la cartographie détaillée des milieux humides riverains aux alentours du lac (Figure 2.5). Des milieux humides de types aulnaie, marécage, marais et tourbière ont été répertoriés.

Les milieux humides nommés aulnaie sont dominés par la présence d'aulnes et se trouvent où généralement sur des sols argileux et humides. Les marécages sont composés de sols minéraux mal drainés et d'une flore dominée par des arbres. Certains d'entre eux se développent à partir de marais. Ces derniers sont caractérisés par des sols minéraux mal drainés dont la végétation correspond majoritairement à des herbes. Ils sont communs à l'embouchure des rivières où les végétaux ralentissent l'écoulement de l'eau ce qui permet le dépôt de sédiments en suspension riches en nutriments. Les tourbières sont caractérisées par une accumulation de sol tourbeux humide, spongieux et également mal drainé.

Les emplacements des sites instrumentés (au secteur de Boileau, ainsi qu'une aulnaie, un marécage et une tourbière) sont aussi représentés à la Figure 2.5. Le site Boileau ne correspond pas à un milieu humide, mais la présence de sédiments grossiers dans le secteur (Figure 2.4) en fait un site intéressant d'un point de vue hydrogéologique.



Figure 2.5 : Délimitations et types des milieux humides riverains autour du lac Papineau. Les sites instrumentés sont illustrés directement par rapport à leurs positions.

2.4 Météorologie

Les données climatiques de la station Kenauk, installée en novembre 2016, et celles de la station Notre-Dame-de-la-Paix (NDdlP; MDDELCC, 2018a), de la municipalité du même nom, ont été utilisées. La station Kenauk se trouve à 8,3 km du centre du lac Papineau, à environ 20 m du lac Poisson Blanc (superficie 1 km²). Un enregistrement horaire de données de température, d'humidité relative, de radiation nette entre le sol et l'atmosphère, de pression atmosphérique, de vitesse et direction du vent, des précipitations liquides ou solides en équivalent en millimètre d'eau ainsi de l'épaisseur

du couvert de neige en hiver et d'un nombre indiquant la fiabilité de cette dernière valeur y est réalisé. La station NDdlP est située à 16,8 km à l'ouest du lac Papineau. Elle enregistre à un pas de temps journalier les températures minimales, moyennes et maximales, les précipitations liquides et solides ainsi que l'épaisseur du couvert de neige. Ces données sont disponibles à partir du mois d'août 1980 et elles ont été corrigées pour correspondre à celles de la station Kenauk.

En plus de la station Notre-Dame-de-la-Paix (NDdlP), les stations Arundel, Bell Falls, Harrington Forest Farm, Hawkesbury, Huberdeau, Pointe au Chêne, Saint-Émile de Suffolk ainsi que trois stations à Montebello se trouvent en périphérie du lac Papineau (Figure 2.6). Le nombre de stations entourant le lac est relativement grand, mais cellesci n'ont pas toutes de longues chroniques à leur actif (Tableau 2.1).



Figure 2.6 : Emplacements des stations météorologiques autour du lac Papineau.

Les climats hivernaux et estivaux sont relativement contrastés dans le secteur du site d'étude. De septembre 1980 à octobre 2018, à la station Kenauk, le mois de janvier est le plus froid avec une température moyenne de -11,8 °C et le mois de juillet est le plus chaud avec une température moyenne de 19,5 °C. Le mois de juillet est également celui où le plus de précipitations ont été enregistrées avec une valeur moyenne de 105 mm alors que le mois le moins pluvieux est celui de février avec 57 mm.

Station	Distance du centre du lac Papineau (km)	Début de la chronique	Fin de la chronique
Kenauk	8,3	2016	-
Notre-Dame-de-la-Paix	16,8	1979	-
Arundel	19,0	1963	-
Bell Falls	9,0	1919	1994
Harrington Forest Farm	11,0	1963	1991
Hawkesbury	23,4	1950	1963
Huberdeau	20,4	1913	1980
Pointe au Chène	18,1	1958	2009
Saint-Émile de Suffolk	19,9	1973	1976
Montebello Seigniory	23,1	1930	1975
Montebello (Sedbergh)	18,0	1956	2015
Montebello	22,2	1976	1985

Tableau 2.1 : Distance du lac Papineau et intervalle de temps des chroniques des stations météorologiques.

2.5 Hydrographie

Le Bouclier canadien comporte une multitude de lacs et de cours d'eau de petite taille. Les cours d'eau principaux de la région de l'Outaouais prennent leur source au nord du Bouclier canadien et coulent généralement en suivant les failles du socle rocheux (Comeau et al., 2013). De plus petits lacs que celui à l'étude se trouvent sur son bassin versant. Les plus importants en termes de superficie, dépassant les 0,2 km², sont les lacs à la Croix, Mills, Taunton (Figure 2.7). Selon sa bathymétrie (TrakMaps, 2003), le lac Papineau atteint une profondeur maximale de 89 m et possède une profondeur moyenne de 18,5 m. La rivière Saumon, dont le bassin versant couvre 277 km², inclut le bassin versant du lac Papineau. La rivière prend naissance à l'exutoire de ce dernier et parcourt 26 km avant de se jeter dans la rivière des Outaouais, qui se jette à son tour dans le fleuve Saint-Laurent.



Figure 2.7 : Bathymétrie et emplacement des plus grands lacs compris dans le bassin versant du lac Papineau. Le lac est délimité par la ligne bathymétrique de 0 m.

Le bassin versant de la rivière Saumon se trouve entre le bassin de la rivière de la Petite Nation (2250 km²) à l'ouest et celui de la rivière Rouge (5557 km²) à l'est. Une station hydrométrique a été mise en place à l'exutoire du lac Papineau en janvier 2016 à la suite du retrait d'un barrage fait de planches de bois utilisé comme seuil entre 1975 et l'automne 2015. Ce seuil, qui visait à contrôler le niveau du lac, a été enlevé entre les mois d'août et octobre 2015.

L'écoulement régional, suivant principalement la topographie, s'effectue du nord où se situent les montagnes de la Province du Grenville vers le sud dans la vallée de l'Outaouais faisant partie de la Plate-forme du Saint-Laurent.

2.6 Hydrogéologie

Une carte piézométrique, réalisée dans le cadre du projet de doctorat de James Harris au printemps 2018, a été construite à l'aide des données de puits du Système d'information hydrogéologique (SIH; MELCC, 2018) pour un territoire englobant le site d'étude (Figure 2.8). L'élévation des niveaux piézométriques varie de 30 à 510 m. L'écoulement régional suit une direction nord-sud du Bouclier canadien vers la rivière des Outaouais qui se trouve à une altitude d'environ 30 m. Les niveaux de la nappe de la partie nord-est du bassin versant du lac Papineau semblent, à première vue, être d'élévation comparable aux niveaux du secteur juste à l'extérieur du bassin versant suggérant ainsi une possible connectivité entre le lac et ce dernier.

Plus de 900 mesures de niveaux de nappe dans des forages au roc fracturé, dans un rayon de 15 km autour du bassin de la rivière Saumon ont été utilisées. Les niveaux manuels des puits Lansbergen, Hidden, Des Cèdres, Pumpkinseed, Monaco, Makwa, Papineau, Poisson Blanc et Maholey ont également été utilisés. Les puits Poisson Blanc et Maholey sont aussi des puits instrumentés sur le territoire Kenauk, mais se trouvent au sud du bassin versant et n'ont pas été utilisés pour ce projet.



Figure 2.8 : Carte piézométrique de la région du site d'étude réalisée par James Harris en 2018

Les emplacements des puits ont été sélectionnés en utilisant la méthode établie par Tremblay et al. (2015). L'interpolation a été réalisée par krigeage avec dérive externe en tenant compte la topographie et de la position de l'eau de surface. L'élévation de la nappe est ensuite déduite en soustrayant les profondeurs de nappe à la topographie.

CHAPITRE III

MÉTHODOLOGIE

Ce chapitre décrit les méthodes utilisées pour caractériser l'aquifère rocheux, pour calculer chacune des composantes de l'équation du bilan hydrique (précipitations, neige au sol, évapotranspiration, apports d'eau par les affluents et apport d'eau souterraine), et pour la mesure des interactions eau souterraine – lac à quatre sites distincts. De plus, les démarches utilisées pour l'application des réseaux de neurones artificiels lors de la simulation des débits à l'exutoire et la méthode des indices d'évaporation et de sécheresse sont détaillées.

3.1 Caractérisation de l'aquifère rocheux

3.1.1 Suivi des niveaux de nappe

Sept puits sur le bassin versant du lac Papineau ont été instrumentés, dont six, sur le territoire de Kenauk, situés à proximité de chalets (Figure 3.1). Le septième puits, instrumenté en août 2017, se trouve dans le secteur Boileau au nord du lac. Nommé Lansbergen, le puits le plus au nord appartient à un particulier. Les autres, se trouvant sur le territoire de Kenauk, sont nommés selon le chalet qu'ils alimentent.



Figure 3.1 : Localisation des puits instrumentés.

Le puits du chalet Monaco fut instrumenté en octobre 2015, alors que les puits des chalets Papineau, Makwa, Pumpkinseed, Des Cèdres et Hidden l'ont été en avril 2017. Des sondes (*Solinst Levelogger*) enregistrent les niveaux de nappe sur une base horaire qui ont été compensés par les pressions atmosphériques mesurées au moyen d'une sonde (*Solinst Barologger*) installée dans un puits à environ 130 m à l'ouest de la station météorologique de Kenauk. Des niveaux manuels ont aussi été mesurés à quelques reprises afin de valider les niveaux enregistrés par les sondes.

Les puits Hidden et Pumpkinseed, se trouvant au nord du territoire de la réserve naturelle, sont munis d'une pompe afin d'alimenter en eau leur chalet respectif. Cependant, au cours de l'hiver, aucun pompage n'affecte le niveau de la nappe puisque les chalets sont fermés à partir du moment où les routes sont enneigées entre la première semaine de novembre 2017 et la première semaine de mai 2018. Le puits Des Cèdres, quant à lui, ne possède pas de pompe, car l'eau est trop minéralisée pour être consommée. Son niveau est donc représentatif du niveau réel de la nappe pour le secteur pour toute la chronique. Les puits Monaco, Papineau, Makwa et Lansbergen sont tous munis de pompes qui sont utilisées même au cours de l'hiver. À 20 m du puits Papineau se trouve un autre puits ne comportant pas de pompe qui sera nommé Papineau 2. Pour les sept puits instrumentés, les épaisseurs des sédiments notées lors des forages varient entre 0,3 et 4,0 m alors que les profondeurs totales de ceux-ci varient de 47 m à 146 m (Tableau 3.1). Les profondeurs des tubages ne sont pas disponibles pour les puits Makwa, Papineau et Papineau 2, et varient entre 6,1 m et 7,6 m pour les autres.

Chalet	Date du forage	Mise en place de la sonde	Épaisseur sédiments (m)	Profondeur totale (m)	Profondeur tubage (m)
Lansbergen	Mai 2008	Août 2017	0,9	146	7,6
Hidden	Oct. 2003	Avr. 2017	4,0	89	6,1
Pumpkinseed	Oct. 2004	Avr. 2017	0,3	101	7,6
Des Cèdres	Sept. 2004	Avr. 2017	0,9	101	6,8
Monaco	Avr. 2002	Oct. 2015	0,9	107	6,1
Makwa	Oct. 2015	Avr. 2017	1,5	47	-
Papineau	Oct. 2015	Avr. 2017	2,4	140	-
Papineau 2	Oct. 2015	-	1,5	90	-

Tableau 3.1 : Détails des sept puits instrumentés près du lac Papineau. Les noms des chalets en orange correspondent aux puits qui ne sont pas munis de sonde et où les essais de pompage ont été réalisés.

3.1.2 Essais de pompage

Un essai de pompage permet d'estimer la valeur de la conductivité hydraulique de l'aquifère au niveau de la crépine. Le 1^{er} novembre 2018, des essais de pompage ont été réalisés dans les puits non exploités près des chalets Papineau et Des Cèdres afin d'estimer la conductivité hydraulique du roc fracturé. Une pompe *Redi-Flow 2* de marque *Grundfos* a été utilisée. Les niveaux ont été mesurés à la fois pendant le pompage et pendant la remontée après l'arrêt du pompage. Ces variations ont été enregistrées à l'aide d'une sonde *Solinst Levelogger Gold M30*. Au puits du chalet Papineau, un pompage d'un débit moyen de 0,40 m³/h sur une période de 55,5 minutes a été réalisé alors que la remontée complète a été enregistrée sur 18,7 heures. Pour l'essai au chalet Des Cèdres, un pompage d'un débit moyen de 0,29 m³/h de 76 minutes et un enregistrement sur 12,8 heures de 90 % de la remontée a été fait.

À partir des mesures de rabattement au puits pompé, pendant la remontée après la fin du pompage, la méthode de Cooper et Jacob (1946) a été utilisée pour estimer la valeur de la transmissivité du roc fracturé. Le logiciel *AquiferTest* a été utilisé pour interpréter les résultats.

3.2 Instrumentation de sites spécifiques

Quatre sites (Figure 2.5) ont été instrumentés dans l'objectif de mieux comprendre l'interaction entre l'eau souterraine et le lac à des échelles locales.

3.2.1 Sélection des sites

Trois sites « milieux humides » ont été choisis parmi les milieux humides lacustres répertoriés par l'équipe de l'IRBV et de l'UQTR. Un milieu de chacune des grandes typologies a été instrumenté, soit une tourbière, un marécage et une aulnaie. Un quatrième site a été instrumenté près du village de Boileau, dans la partie nord du lac,

en raison de la présence de sédiments glaciomarins deltaïques et prodeltaïques ainsi que d'alluvions de terrasses fluviales anciennes résultant d'une possible connectivité avec la région au nord-est qui se trouve à l'extérieur de la limite du bassin versant du lac Papineau (Daigneault et al., 2012). Ces sédiments relativement grossiers seraient susceptibles d'être perméables et laisseraient ainsi circuler l'eau. Cette région est plus basse en élévation, traversée par un cours d'eau et on y retrouve de nombreux milieux humides. La carte piézométrique (Figure 2.8) indique la présence probable d'un écoulement d'eau du lac vers l'aquifère voisin. L'instrumentation de ces quatre sites visait la mesure des échanges aquifère-lac à l'échelle locale et à celle du lac en extrapolant selon le nombre total de milieux humides.

3.2.2 Coupes stratigraphiques

Afin d'avoir une idée de la géométrie des sites, la bathymétrie a été mesurée le 14 juin 2018 en mesurant la profondeur du lac à trois sections, en partant près de la berge et en allant vers le large. Pour chaque section, cinq mesures de profondeur ont été réalisées à l'aide d'une corde graduée à intervalles de 10 cm attachée à une masse.

La caractérisation des dépôts meubles a été faite allant du roc vers le milieu humide et vers le lac aux trois sites milieux humides, et entre les affleurements rocheux et le lac au site Boileau. L'épaisseur et la nature des sédiments ont été déterminées au moyen d'une tarière manuelle entre le 31 mai et le 31 août 2018. L'échantillonnage des sédiments a également été fait à la tarière manuelle entre le 23 et le 31 août 2018, afin de procéder à une analyse granulométrique. Un seul échantillon a été pris au site Boileau, trois ont été pris au site Tourbière, et quatre échantillons ont été pris aux sites Marécage et Aulnaie. La granulométrie des échantillons a été mesurée grâce à un granulomètre laser Microtrac du laboratoire de sédimentologie du GEOTOP pour les grains plus petits que 2 mm. Les grains plus gros ont été séparés à l'aide de tamis.

3.2.3 Instruments utilisés

Des piézomètres et des pointes ont été installés sur la rive près des milieux humides alors que des infiltromètres ont été placés directement dans les sédiments au fond du lac (Figure 3.2). Ces instruments permettent de qualifier et/ou quantifier les flux entrants ou sortants d'eau souterraine par rapport au lac.



Figure 3.2: Schématisation d'une pointe (A), d'un piézomètre (B) et d'un infiltromètre (C).

Les emplacements de ces instruments et des lieux d'échantillonnage pour chacun des sites sont illustrés à l'annexe B.

3.2.3.1 Piézomètres et pointes

Dans le but de mesurer des gradients hydrauliques en amont des sites, deux piézomètres en PVC (Figure 3.2B), dont la crépine est formée de fentes horizontales espacées de 0,7 cm, munis de sondes (*Solinst Levelogger*) et une pointe vissée à un tube d'acier (Figure 3.2A) située directement dans les milieux humides ont été installés aux sites Tourbière et Marécage. L'instrumentation est similaire pour le site Aulnaie, à l'exception de la présence d'un seul piézomètre et de la mise en place d'une sonde dans la pointe. L'instrumentation s'est déroulée au cours du mois de juin 2018. Des trous à la tarière manuelle ont été creusés afin d'y insérer les piézomètres et les pointes ont été enfoncées dans le sol à l'aide d'une masse. Des tubes de PVC ont été ajoutés par-dessus ceux d'acier afin que les margelles soient plus hautes que le niveau du sol. Les piézomètres et la pointe possédant des sondes ont été installés de manière à obtenir un minimum de 30 cm d'eau au-dessus de celle-ci au moment de l'installation. Il est à noter que les pointes ont la même utilité que les piézomètres. Un mélange de sable fin et grossier très bien trié a été utilisé afin de remplir l'espace autour des piézomètres ainsi que de la bentonite sur les premiers 10 cm à partir de la surface pour sceller la crépine de la surface.

3.2.3.2 Infiltromètres

Les infiltromètres permettent de mesurer directement les volumes d'eau traversant l'interface entre l'eau du lac et l'aquifère. Formés d'un tube d'ABS de 107 mm de diamètre relié à un tube maniable muni d'une valve qui est connectée à un sac d'un litre par son autre extrémité (Figure 3.2C), les infiltromètres ont été installés aux sites Tourbière, Boileau et Marécage. Les périodes d'instrumentation sont représentées au Tableau 3.2.

Site	Début	Fin	
Tourbière	2018-06-27	2018-07-12	
Aulnaie	2018-07-20	2018-08-02	
Boileau	2018-08-02	2018-08-14	
Marécage	2018-08-23	3 2018-10-12	

Tableau 3.2 : Périodes de mise en place des infiltromètres à chacun des sites.

Étant donné l'épaisseur trop importante de végétation et de matière organique (> 1 m), ce type d'instrument n'a pas été installé au site Aulnaie et a été installé en retrait du milieu humide pour le site Tourbière. Pour empêcher le blocage éventuel du

petit tube maniable, un grillage a été fixé sur le dessus du tube ABS. Avant d'installer les infiltromètres dans les sédiments au fond de l'eau, 250 à 350 g d'eau étaient ajoutés dans les sacs avant de fermer les valves au cas où la charge hydraulique des sédiments était moins grande que celle du lac. Pour mesurer les volumes, une balance *Scout Pro SPE602* (GENEQ Inc.), ayant une capacité de 600 g et une précision de 0,01 g, a été utilisée. Ensuite, les 5 à 10 cm de sédiments fins étaient retirés du fond aux endroits où les infiltromètres allaient être installés pour la plupart des sites. Pour l'installation, les tubes ABS étaient d'abord remplis d'eau et insérés dans les sédiments afin que tout le système soit submergé par la suite. Les tubes maniables reliés aux valves et aux sacs ont alors été connectés aux tubes ABS.

3.2.3.3 Radon-222

Afin de valider la présence d'eau souterraine en bordure du lac, une campagne d'échantillonnage a été faite le 26 juillet 2018 aux quatre sites instrumentés, soit les sites Tourbière, Aulnaie, Marécage et Boileau. Les échantillons ont été récoltés à deux emplacements différents pour chacun des sites dans des bouteilles de HDPE de 250 ml. Un doublon dans une bouteille de boisson gazeuse de 2000 ml a aussi été échantillonné à l'un des deux emplacements pour chacun des sites. Les échantillons ont été récupérés près de l'interface lac-sédiments. La pompe servant à extraire l'eau était mise en marche trois minutes avant le début de la récolte afin de purger le système. Les bouteilles et leurs bouchons ont été rincés trois fois avant de les remplir entièrement, avec le moins de mélange possible.

Les échantillons furent analysés au laboratoire d'analyse du radon-222 (²²²Rn) du GEOTOP à l'UQAM la journée suivant la campagne d'échantillonnage. La méthode par extraction a été utilisée (Leaney et Herczeg, 2006). Elle consiste à mélanger un scintillant de type Maxilight aux échantillons afin de transférer le ²²²Rn dans le scintillant. La mesure est ensuite faite sur le scintillant à partir d'un standard

international à l'aide d'un compteur à scintillation liquide (*HIDEX HX-300*). Celui-ci détecte les photons émis par les électrons excités par la particule β issue de la désintégration du ²²²Rn. Cependant, le capteur compte aussi les photons émis par la désintégration des éléments fils du radon. Un facteur est donc utilisé pour corriger les données. L'activité brute du ²²²Rn peut par la suite être calculée (Lefebvre et al., 2013).

3.3 Bilan hydrique

L'équation 1.1 est utilisée pour le calcul du bilan hydrique. Le volume de chacune des composantes est reporté selon la superficie du lac et exprimé en millimètre. Le bilan est réalisé aux pas de temps journalier, mensuel et annuel pour l'année hydrologique 2017-2018. L'année hydrologique utilisée dans ce mémoire débute le 1^{er} octobre et se termine le 30 septembre tel que suggéré par la DEH. Le bassin versant souterrain de la zone d'étude est considéré comme étant le même que le bassin versant superficiel. La géologie, la végétation, les conditions climatiques et l'utilisation du territoire sont considérées homogènes sur l'ensemble du territoire à l'étude. La végétation et l'utilisation du territoire actuelles sont considérées représentatives de celles des années antérieures. De plus, la superficie du lac est supposée constante dans le temps, même si les niveaux varient.

3.3.1 Précipitations totales

La station météorologique en place sur la réserve de Kenauk Nature, de marque *Campbell Scientific*, enregistre les précipitations depuis l'automne 2016 à un pas de temps horaire à l'aide d'un pluviomètre à auget basculeur. Un adaptateur incluant un mélange 1 : 1 de propylène glycol et d'éthanol est ajouté au-dessus du pluviomètre avant les premières précipitations neigeuses à la fin de l'automne, afin d'enregistrer l'équivalent en eau de la neige. L'épaisseur du couvert de neige est enregistrée à l'aide d'un capteur ultrasonique.

Les précipitations enregistrées à la station NDdlP permettent d'estimer les apports verticaux (pluie et fonte de la neige) avant la mise en place de la station Kenauk. Les stations Arundel, Bell Falls, Harrington Forest Farm, Hawkesbury, Huberdeau, Pointe au Chène, Saint-Émile de Suffolk ainsi que trois stations à Montebello ont été utilisées afin de combler les données manquantes de la chronique de NDdlP depuis 1957. Le logiciel GWHAT (Gosselin et al., 2016) a permis d'estimer les chroniques corrigées de la station NDdlP. Ce logiciel utilise un modèle de régression linéaire multiple des données des stations voisines pondérées selon leurs coefficients de corrélation avec celle à combler a été utilisé. Pour la période du 19 novembre 2016 au 31 juillet 2018, une régression linéaire entre les précipitations cumulées des stations NDdlP et Kenauk, ont été réalisées pour corriger les valeurs passées. Les données journalières des températures minimales, maximales et moyennes sont également disponibles à la station météorologique NDdlP. Elles ont été corrigées à l'aide d'une régression linéaire des données mesurées de novembre 2016 à juillet 2018.

3.3.2 Couvert nival

Le 20 février 2018, trois carottes de neige ont été récoltées dans des tubes de PVC de 10,16 cm de diamètre afin de mesurer la densité de celles-ci à partir de la hauteur de neige mesurée. Le premier échantillon fut pris près de l'accueil de la réserve Kenauk Nature, le deuxième à la station météorologique et le troisième à 1,9 km au nord de l'exutoire. En mesurant la hauteur du couvert de neige sur le terrain à l'aide d'un ruban à mesurer et la masse d'une carotte de neige donnée grâce à une balance en laboratoire, la densité (d) est calculée selon l'équation suivante :

 $\rho_{neige} = masse_{neige} / volume_{tube}$

(éq. 3.1)

$$d = \frac{\rho_{neige}}{\rho_{eau}}$$

(éq. 3.2)

où ρ_{neige} est la masse volumique de la neige (kg/m³) calculée en divisant la masse de neige récoltée sur son volume et ρ_{eau} est la masse volumique de l'eau (1 000 kg/m³). L'équivalent en eau de la neige (m³) des carottes a également été mesuré au cylindre gradué afin de valider les masses données par la balance.

Une deuxième sortie fut réalisée le 9 mars 2018 afin de mesurer la hauteur et la densité de la neige à 11 sites situés entre 151 à 335 m d'élévation et où la surface du sol était relativement plate. Un ruban à mesurer, un tube ABS d'un diamètre de 10 cm, un sac en plastique préalablement pesé pour contenir la neige et une balance à poissons ont permis de réaliser les mesures à différentes élévations au sud du bassin versant du lac Papineau (les routes plus au nord n'étaient pas accessibles à ce moment de l'année). La masse volumique de la neige (ρ_{neige}) a été estimée en pesant la neige, d'un certain volume déterminé selon le diamètre du tube et l'épaisseur du couvert nival, dans le sac de plastique. À chaque site, 10 épaisseurs de neige et une mesure de densité de neige ont été prises aléatoirement directement sur le terrain, à chacun des sites, dans un rayon de 2 m.

Pour simuler la fonte du couvert de neige, le modèle degrés-jours de MOHYSE (voir section 3.3.4.3) a été utilisé. Les précipitations liquides et solides ainsi que la température sont les variables d'entrée au modèle. Pour séparer les précipitations liquides et solides à partir de la pluie totale, les températures minimales et maximales ont été utilisées tel que suggéré par Turcotte et al. (2007). Ces valeurs permettent de déterminer la fraction neigeuse *FracNeige* des précipitations. Si la température minimale est au-dessus de 0 °C, *FracNeige* est égale à 0 alors que si la température maximale est au-dessous de 0 °C, toutes les précipitations sont sous la forme solide et

la fraction neigeuse est de 1. Pour les autres cas, cette fraction est déterminée selon l'équation suivante:

$$FracNeige = 1 - \frac{T_{max}}{T_{max} - T_{min}}$$
(éq. 3.3)

où T_{max} et la température maximale journalière et T_{min} la température minimale (°C).

Une fois que les précipitations ont été fractionnées, deux paramètres ont été estimés, soit le coefficient de fonte, c_f , représentant la perte d'eau du couvert en millimètre pour chaque °C au cours d'une journée et la température de fonte, T_f (°C), à laquelle le couvert de neige commence à fondre. La densité du couvert de neige de la station Kenauk est estimée à 0,1 du début de l'accumulation de neige à la mi-janvier, à 0,29 de la mi-janvier à la mi-mars et à 0,5 de la mi-mars jusqu'à la fin de la fonte. Ces valeurs sont déterminées en comparant le couvert simulé à l'observé tout en restant réaliste par rapport aux mesures réalisées les 20 février et 9 mars 2018. La neige au sol mesurée à la station Kenauk a été transformée en équivalent en eau de la neige tout au long de la saison hivernale. Le paramètre c_f a été fixé à 5,0 mm/°C/j, une valeur réaliste pour la région du site d'étude (Hock, 2003). Seul le paramètre T_f a été calibré en de manière à reproduire les valeurs estimées d'équivalent en eau de la neige. La sublimation et le balayement de la neige par le vent ne sont pas représentés. La fonte de la neige et l'évolution du stock de neige au sol sont représentées à l'aide des équations suivantes:

$$F_t = \min(c_f * \max(T_t - T_f, 0), S_{t-1})$$
(eq. 3.4)
$$S_t = S_{t-1} + N_t - F_t$$
(éq. 3.5)

où F_t est la fonte (mm) au cours d'une journée t, T_t est la température journalière (°C), T_f est la température de fonte (°C), S_t est le couvert de neige (mm) et N_t est l'accumulation de précipitations solides (mm).

3.3.3 Évaporation et évapotranspiration

La température, l'humidité relative, le bilan radiatif net et la vitesse du vent sont également mesurés à la station Kenauk et permettent de quantifier l'évaporation et l'évapotranspiration selon différentes méthodes répertoriées dans McMahon et al. (2013). Les données de températures de l'air de la station NDdlP sont utilisées pour les années antérieures à la mise en place de la station Kenauk.

3.3.3.1 Évaporation potentielle à la surface du lac (EP)

La première équation utilisée, une version de l'équation de Penman (1948) modifiée par van Bavel (1966), permet d'estimer l'évaporation d'une eau libre de surface :

$$EP'_{PotOW} = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_n - G}{\lambda} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \frac{\rho_a c_a (v_a^* - v_a)}{\lambda r_a}$$
(éq. 3.6)

où EP'_{PotOW} est l'évaporation de l'eau de surface (mm/jour) tenant en compte la pente de la courbe de pression de vapeur saturante Δ (kPa °C⁻¹), la constante psychrométrique γ (kPa °C⁻¹), la chaleur latente de vaporisation λ (2,45 MJ kg⁻¹), la radiation nette R_n (MJ m⁻² jour⁻¹), le flux de chaleur en provenance du sol G (MJ m⁻² jour⁻¹) qui est considéré nul, la densité moyenne de l'air à pression constante ρ_a (kg m⁻³), la chaleur spécifique de l'air c_a (MJ kg⁻¹ °C⁻¹), la pression de vapeur saturante journalière v_a^* (kPa), la pression de vapeur saturante actuelle moyenne v_a (kPa) et la résistance aérodynamique r_a (s/m). La pente de la courbe de pression de vapeur saturante (Δ) est calculée à partir de la température moyenne T_a (°C) :

$$\Delta = \frac{4098[0,6108\exp(\frac{17,27T_a}{T_a+237,3})]}{(T_a+237,3)^2}$$
(éq. 3.7)

La constante psychrométrique (γ) est calculée selon la pression atmosphérique p (kPa) et de la chaleur latente de vaporisation (λ):

$$\gamma = 0,00163 \frac{p}{4}$$
 (éq. 3.8)

La pression de vapeur saturante journalière v_a^* (kPa), qui dépend des températures maximales T_{max} et minimales T_{min} journalières (°C), et la pression de vapeur saturante actuelle moyenne (v_a), qui dépend des valeurs d'humidité relative RH_{max} et RH_{min} (%) ainsi que de la pression de vapeur saturante v_T^* selon une température donnée T, sont définies selon les équations suivantes:

$$v_T^* = 0,6108 \exp[\frac{17,27T}{T+237,3}]$$
 (éq. 3.9)

 $v_a^* = \frac{v_{T_{max}}^* + v_{T_{min}}^*}{2}$ (éq. 3.10)

$$v_a = \frac{v_{T_{min}}^* \frac{RH_{max}}{100} + v_{T_{max}}^* \frac{RH_{min}}{100}}{2}$$
 (éq. 3.11)

La résistance aérodynamique r_a (s/m) est calculée en ajoutant la fonction spécifique du vent de McJannet et al. (2008) à partir de l'équation de Calder et Neal (1984):

$$r_a = \frac{86400\rho_a c_a}{\gamma \left(\frac{5}{A}\right)^{0.05} (3,80+1,57u_{10})}$$
(éq. 3.12)

La superficie du lac A (km²) et la vitesse du vent à 10 m d'élévation u_{10} (m/s) sont requises pour le calcul de la résistance aérodynamique.

3.3.3.2 Évapotranspiration potentielle du sol (ETP)

La deuxième méthode permet de quantifier l'évapotranspiration potentielle $ETP_{PM,FAO}$ (mm) pour les superficies non couvertes par l'eau du bassin versant du lac Papineau. L'équation recommandée par la Food and Agriculture Organization (FAO) (Allen et al., 1998) a été utilisée :

$$ETP_{PM,FAO} = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T_a + 273} u_2(v_a^* - v_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 u_2)}$$
(éq. 3.13)

La dernière équation pour quantifier l'évapotranspiration potentielle (mm) est celle de Oudin et al. (2005) :

$$ETP_{Oudin} = \frac{R_a T_a + 5}{\lambda \rho * 100}$$
(éq. 3.14)

La radiation extraterrestre, R_a (MJ m⁻²), est estimée à partir d'une méthode proposée par Morton (1983) et reprit par Allen et al. (1998) :

$$R_a = \frac{24(60)}{\pi} G_{cs} d_r [\omega_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega_s)] \qquad (\text{éq. 3.15})$$

où G_{cs} est la constante solaire (0,0820 MJ m⁻² min⁻¹), d_r la distance inverse relative entre la Terre et le soleil, ω_s l'angle de l'heure du coucher de soleil (rad), φ la latitude (rad) et δ la déclinaison solaire (rad). Comme la chaleur latente de vaporisation (λ) et la densité de l'eau (ρ) sont constantes, la température moyenne (T_a) est la seule donnée météorologique nécessaire.

3.3.3.3 Évapotranspiration réelle (ETR)

Pour un bassin versant donné, l'évapotranspiration réelle totale (sol et végétation) d'une année hydrologique ETR_{ann} , débutant le 1^{er} octobre et finissant le 30 septembre, peut être déterminée selon l'équation suivante :

$$ETR_{ann} = P - Q \tag{éq. 3.16}$$

où P est le volume total de précipitations tombées sur le bassin versant et Q est la somme des volumes ayant sorti à l'exutoire par ruissellement de surface.

3.3.3.4 Bac d'évaporation

De la fin mai à la fin octobre 2017 et du début mai à la fin juillet 2018, le capteur ultrasonique a été utilisé afin de mesurer le niveau d'eau d'un bac d'évaporation en plastique de 120,7 cm de diamètre, 25,4 cm de hauteur et formé de parois d'une épaisseur de 0,8 cm. Il a été placé au-dessus d'une plateforme en bois. De la mi-juillet 2018 à la fin octobre 2018, le bac sous le capteur ultrasonique a été remplacé par un bac d'évaporation standard classe A (Webb, 1966) en acier inoxydable. Le bac d'évaporation en plastique a été déplacé 4 m plus loin, sur une nouvelle palette en bois, et instrumenté avec une sonde Solinst dans le but de comparer le taux d'évaporation des deux bacs. De cette manière, les taux d'évaporation du bac d'évaporation en plastique ont pu être corrigés par les taux mesurés à l'aide du bac standard classe A. Pour estimer l'évaporation de l'eau d'un bac donné, les données horaires de niveau d'eau dans le bac ont été utilisées. Les variations d'une heure à l'autre ont d'abord été calculées afin d'associer une valeur nulle aux variations où des précipitations étaient enregistrées. Le cumul des variations a ensuite été réalisé afin d'obtenir un nouveau niveau continu. Les pentes journalières ont finalement été calculées afin d'obtenir un taux d'évaporation.

Les taux d'évaporation journaliers du bac d'évaporation ont été convertis pour correspondre au taux d'évaporation d'une surface de référence (Allen et al., 1998) comme recommandé par la FAO. La conversion s'effectue à l'aide d'un coefficient de bac non dimensionnel K_b :

$$K_b = 0,61 + 0,00341 HR_{moy} - 0.000162 u_2 HR_{moy}R - 0,00000959 u_2 FET + 0,00327 u_2 ln(FET) - 0,00289 u_2 ln(86,4 u_2) - 0,0106 ln(86,4 u_2) ln(FET) + 0,00063 [ln(FET)]^2 ln(86,4 u_2)$$
(éq. 3.17)

où l'humidité relative moyenne HR_{moy} (%), la vitesse du vent à 2 m au-dessus du sol u_2 (m/s) et le rayon de surface sèche autour du bac *FET* (m), estimé à 50 m, sont nécessaires à son calcul. Ensuite, la conversion s'effectue selon l'équation suivante :

$$E_b = K_p * E_{bac} \tag{éq. 3.18}$$

où E_b est l'évaporation de référence (mm/j) et E_{bac} est l'évaporation de bac mesurée (mm/j).

3.3.4 Ruissellement de surface

3.3.4.1 Instrumentation des stations hydrométriques

Afin d'estimer le ruissellement de surface sortant du lac Papineau, une station hydrométrique a été installée à son exutoire. Le bassin versant correspondant à cette station couvre une superficie de 93,5 km². Pour estimer les apports d'eau de surface au lac, quatre stations hydrométriques ont été mises en place à l'exutoire des principaux affluents, soit celui du cours d'eau 041, du cours d'eau drainant les lacs Jackson, Mills et la Croix (Figure 3.3). Ces quatre bassins couvrent des superficies respectives de 0,88, 3,2, 2,8 et 22,5 km². Ensemble, ils représentent 36,6 % du bassin versant du lac Papineau (en excluant l'aire du lac). Leurs superficies ont été calculées à l'aide du

logiciel *ArcMap* en utilisant les données d'élévation du LiDAR. Les stations hydrométriques des affluents 041 et Jackson ont été installées en juin 2017 tandis que celles des stations Mills et La Croix ont été installées en mai 2017.



Figure 3.3 : Localisation des stations hydrométriques (points bleus). Les superficies identifiées par différentes teintes de gris représentent tous les sous-bassins versants autour du lac Papineau.

À l'exutoire de lac Papineau, une sonde (*HOBO*) a été installée le 21 janvier 2016 quelques mois après la démolition du seuil qui contrôlait auparavant le niveau du lac. La sonde se trouve au premier 10 m du début de la rivière Saumon, à environ 20 m en amont de petites chutes. Cette sonde est protégée par un large cylindre de plastique fixé au fond du cours d'eau près de la rive droite et est attachée par une corde à un arbre accessible à partir du bord, ce qui permet son téléchargement. Un baromètre (*HOBO*) est fixé sur une roche à quelques mètres de cet arbre. Il permet la compensation de la pression atmosphérique pour les niveaux enregistrés par la sonde précédente. Afin de s'assurer d'obtenir des données valides à cet endroit du lac, une deuxième sonde (*Solinst Levelogger*) a aussi été installée plus en amont du cours d'eau le 20 mai 2017, à 6 m du début de la rivière Saumon. Elle se trouve dans un court tube crépiné en PVC fixé à une base pour terrasse en béton. Contrairement à la première sonde, qui est restée en place tout l'hiver, elle a été retirée du 23 novembre 2017 au 9 mai 2018 afin d'éviter d'être perdue au cours de l'hiver. Un piquet d'acier de 2,13 m a été enfoncé de manière à être en contact avec un des côtés du bloc en béton et à dépasser d'une dizaine de centimètres au-dessus de celui-ci. Cela a permis de remettre la sonde au même endroit à la fin de l'hiver 2018. Les niveaux de ces deux sondes sont comparés afin d'obtenir une chronique continue du 21 janvier 2016 au 31 octobre 2018.

Le cours d'eau Mills a été instrumenté de la même façon, soit à l'aide d'un bloc de béton auquel est attaché un court tube crépiné. La sonde a été installée à 2 m du déversoir à paroi mince directement dans le lac Mills. Pour les affluents La Croix, Jackson et 041, les sondes ont été placées dans un tube crépiné fixé verticalement à un piquet d'acier tel que décrit précédemment. Les sondes sont attachées par une corde reliée à un bouchon inséré sur le dessus du tube de manière qu'elles soient le plus près possible de la base de celui-ci. L'instrumentation de ces trois affluents a été faite pour qu'il soit le plus près possible de la section où la mesure des débits est prise, où l'écoulement est le moins turbulent et où il a été possible d'enfoncer le piquet d'acier dans les sédiments au fond du cours d'eau. Ces sondes sont également disposées de manière à être au plus profond de chacune des sections choisies.

3.3.4.2 Mesures des débits

Les débits à l'exutoire ainsi qu'à l'affluent La Croix ont été mesurés grâce au profileur Doppler acoustique de courant *StreamPro* (Teledyne R. D. Instruments, 2006). En envoyant un écho à partir de la surface, l'appareil enregistre le temps que mettent les ondes sonores à atteindre le fond du cours d'eau jusqu'à revenir au capteur. La distance parcourue est par les ondes est alors estimée, ce qui correspond à la profondeur du cours d'eau. De plus, comme les changements de fréquence de l'écho, soit les décalages Doppler, sont proportionnels à la vitesse latérale de l'eau sur le profil vertical, cela permet également de mesurer les vitesses d'une part et d'autres d'un cours d'eau. En intégrant les vitesses de l'eau à une grille de mailles de superficies connues pour une section transversale d'un cours d'eau, le logiciel *WinRiver II* (Teledyne R. D. Instruments, 2006) fournit une valeur moyenne de débit sur toute la section.

En raison de leurs faibles largeurs et profondeurs (< 2 m), les débits des affluents 041 et Jackson ont été mesurés à l'aide d'un vélocimètre à hélice (Swoffer, 1981) et d'un vélocimètre avec capteur électromagnétique *FH950 de HACH* selon la disponibilité des instruments. En mesurant la superficie de la section en la séparant entre 5 et 10 sous-sections et la vitesse de l'eau dans celles-ci, le débit a été calculé.

À l'affluent 041, cinq mesures de débit ont été prises entre juin et octobre 2017 et une en mai 2018. Une régression polynomiale de second degré a été utilisée pour estimer l'équation de la courbe de tarage compte tenu d'une meilleure représentation des valeurs mesurées. À l'exutoire du bassin versant du lac Jackson, cinq mesures de débit ont été réalisées entre juin et octobre 2017 ainsi qu'une fois à la fin du mois de mai 2018. Une régression polynomiale de second degré a également été utilisée pour la courbe de tarage pour cette station. À l'affluent Mills, comme l'eau arrivant au lac Papineau provient d'un déversoir à seuil épais, l'équation suivante (Carlier, 1998) a été utilisée afin de calculer le débit :

$$Q = C_d * L * \sqrt{2 * g} * H^{3/2}$$
 (éq. 3.19)

$$Q = 1,83 * 0,96 m * \sqrt{2 * 9,807 m/s^2} * H^{3/2}$$
 (éq. 3.20)

Le débit Q (m³/s) est calculé à partir d'un coefficient de déversoir C_d , de sa largeur L (m), de la valeur de l'accélération gravitationnelle g (m/s²) ainsi que de la hauteur d'eau au-dessus de la base du seuil H (m). À l'exutoire du bassin versant du lac à la Croix, neuf mesures de débit ont été réalisées entre mai et octobre 2017. Une régression de puissance a été utilisée pour la relation de tarage. À la station hydrométrique située à l'exutoire du lac Papineau, 16 mesures de débits ont été faites entre avril 2017 et mai 2018 et une régression de puissance a été utilisée a été utilisée a fin de mettre en relation les hauteurs de la colonne d'eau de la section et les débits qui y correspondent. Chacune des courbes de tarage réalisées converge vers une valeur de débit nul pour les valeurs de colonne d'eau se rapprochant de 0 m, c'est-à-dire à l'exposition à l'air libre des sondes.

3.3.4.3 Débits des affluents non instrumentés

Comme les apports de surface ne sont quantifiés que pour des bassins couvrants 36,6 % de la surface terrestre du bassin versant à partir du mois de juin 2017, une façon d'estimer les apports totaux devait être trouvée. Plus de 1200 sous-bassins versants autour du lac ont été délimités dans le logiciel *ArcMap*. Pour près de 450 bassins, ayant une superficie de moins de 2000 m², situés à moins de 200 m du lac, le ruissellement a été posé égal à la différence entre les précipitations et l'évapotranspiration réelle. Pour tous les autres bassins, le modèle hydrologique *MOHYSE* (Fortin et Turcotte, 2007) a été choisi, en raison de sa facilité d'utilisation. Il permet de modéliser sur une base journalière les débits à l'exutoire des bassins versants non instrumentés à partir des paramètres calés sur les quatre basins instrumentés. Ce modèle utilise 10 paramètres (les équations du modèle sont décrites dans Fortin et Turcotte, 2007) et trois variables d'entrées, soit les précipitations liquides et solides ainsi que la température moyenne, pour simuler les débits journaliers. Le modèle calcule un bilan hydrique dans un réservoir sol et un réservoir profond, et achemine l'eau vers l'exutoire. Les apports

verticaux, c'est-à-dire la somme des précipitations liquides et de la fonte de neige, sont séparés en trois parties : une fraction retourne directement à l'atmosphère par évapotranspiration, une autre s'infiltre dans le sol vers le réservoir de la zone vadose et le reste ruisselle à la surface du bassin jusqu'à son exutoire. L'eau ayant atteint la zone vadose est à son tour séparée vers d'autres compartiments. Une partie retourne vers l'atmosphère par évapotranspiration et une autre partie atteint le cours d'eau avant d'être acheminée vers l'exutoire. La dernière fraction atteint la zone saturée alimentant le compartiment aquifère et est, à son tour, également acheminée vers l'exutoire.

La période de simulation débute entre le 12 mai et le 16 juin et se termine le 31 octobre 2018. Étant donné que les conditions initiales peuvent aussi affecter la calibration du modèle, les précipitations et les températures de l'année antérieure du début de la période simulée ont été utilisées pour inclure une période de chauffe dans le modèle. Comme la glace présente sur les cours d'eau peut entraîner des valeurs biaisées de débits mesurés (Turcotte et al., 2005), les débits mesurés pendant l'hiver (décembre à février) ont été retirés de la période de calage. Pour extrapoler les paramètres calés des quatre bassins instrumentés à tous les autres, tous ont été fixés constants indépendamment des bassins, à l'exception des coefficients C_{VA} et C_V qui dépendent de caractéristiques physiques. La somme des superficies de l'eau de surface (RNCan, 2018) et des milieux humides (CIC et MDDELCC, 2017) a été déterminée pour chacun des bassins. Ces sommes ont été divisées par les superficies totales respectives de chacun de ces bassins afin de déterminer leur fraction humide. Celle-ci a été mise en relation avec les coefficients de transfert d'eau de la zone vadose vers l'aquifère C_{VA} de manière à pouvoir estimer les coefficients des bassins non instrumentés. Les pentes moyennes ont également été calculées à partir du modèle d'élévation numérique (LiDAR) pour être comparées aux coefficients de vidange de la zone vadose C_V .

Considérant le fait que les apports des affluents instrumentés ne représentent que 36,6 % (proportion de leur superficie par rapport à l'ensemble des sous-bassins) des apports totaux, un simple produit-croisé a été appliqué pour comparer ces valeurs à celles calculées par le modèle MOHYSE. Cette estimation sera nommée la méthode par pourcentage pour la suite de ce mémoire. Celle-ci suppose que la dynamique hydrologique des sous-bassins instrumentés est représentative de l'ensemble des sous-bassins.

3.3.5 Apports d'eau souterraine

3.3.5.1 Composante restante du bilan hydrique

Pour estimer les flux échangés entre l'aquifère et le lac (ΔES), plusieurs méthodes ont été utilisées. D'abord, la composante eau souterraine de l'équation du bilan hydrique (éq. 3.29) a été simplement isolée par la soustraction entre les intrants et les extrants et en tenant en compte la variation d'emmagasinement d'eau du lac (ΔS). Cette dernière composante sera détaillée à la prochaine sous-section.

$$\Delta ES = E + R_p - P - R_a - \Delta S \tag{éq. 3.21}$$

où E est l'évaporation potentielle, R_p la perte par ruissellement de surface, P les précipitations et R_a les apports de surface par l'ensemble des affluents exprimés en mm par rapport à la superficie du lac.

Cependant, dû aux nombreuses incertitudes lors de l'estimation des composantes du bilan hydrique, notamment pour l'évaporation et le ruissellement de surface entrant, cette quantification doit être validée par d'autres méthodes.

3.3.5.2 Niveaux de nappes de l'aquifère de roc fracturé

À partir de l'élévation des niveaux de nappe aux sept puits instrumentés et de celle du lac, il est possible de mesurer des gradients hydrauliques moyens entre les niveaux de l'aquifère périphérique au lac et le niveau de celui-ci. Grâce aux mesures des conductivités hydrauliques du roc fracturé aux puits Des Cèdres et Papineau 2 calculées à la suite des essais de pompages, il est possible de déterminer un flux d'eau souterraine selon une méthode inspirée de celle par segmentation (Rosenberry et al., 2008). Ce flux est calculé à partir de l'équation de Dupuit où l'aquifère est considéré homogène, isotrope et ayant un écoulement parallèle au gradient hydraulique et une moyenne des propriétés hydrauliques mesurées de ce dernier. Une conductivité hydraulique moyenne du roc fracturé de $3,0x10^{-6}$ m/s estimée dans le projet PACES Outaouais (Comeau et al., 2013) a aussi été utilisée à des fins de comparaisons. La méthode par segmentation se résume par l'équation suivante :

$$Q = Km \frac{(h_1^2 - h_2^2)}{2L}$$
 (éq. 3.22)

Où Q est le débit (m³/s), K est la conductivité hydraulique horizontale (m/s), m est la largeur d'un segment choisi le long de la berge du lac (m), h_1 est l'épaisseur de l'aquifère au puits (m) alors que h_2 est l'épaisseur de celui-ci au bord du lac (m) et L est la distance horizontale entre le puits et la berge (m). Cependant, comme il y a peu de puits instrumentés autour du lac (Figure 3.1), le terme $(h_1^2 - h_2^2)/2L$ est estimé en moyenne pour tout le contour de celui-ci et m représente le périmètre d'un cercle ayant la même superficie. Par souci de simplification, l'épaisseur de l'aquifère en bordure du lac (h_2) est considérée comme étant les profondeurs moyenne et maximale du lac, soit 18,5 et 89,0 m (Figure 3.4). Ces valeurs ont été déterminées à partir des données de la bathymétrie du lac Papineau (Figure 2.7). En utilisant la valeur maximale de 89,0 m, les apports d'eau souterraine sont considérablement surestimés, ce qui permet de vérifier s'ils peuvent être comparables aux autres composantes du bilan hydrique. Pour

l'épaisseur de l'aquifère aux puits (h_1) , la différence de charge entre les niveaux de nappe et celui du lac a donc été ajoutée à la profondeur moyenne ou maximale (épaisseur de l'aquifère au bord du lac).



Figure 3.4 : Schématisation du lac et des paramètres de l'équation de Dupuit appliqués dans le cadre de ce projet (*m* représente le périmètre d'un cercle ayant la même superficie que le lac Papineau, h_1 l'épaisseur de l'aquifère à un puits donné et h_2 l'épaisseur de l'aquifère aux berges du lac)

3.3.5.3 Niveaux de nappes des aquifères granulaires aux sites instrumentés

Les flux mesurés aux trois sites milieux humides et au site Boileau sont aussi comparés aux deux précédentes méthodes. Les flux sont estimés à partir des gradients hydrauliques entre les niveaux des piézomètres et celui du lac et à l'aide des conductivités hydrauliques déterminées par la granulométrie des sédiments en place à chacun des sites et de la loi de Darcy. Pour estimer la conductivité hydraulique des échantillons des strates rencontrées lors des sondages manuels, la méthode de Beyer (1964) a été utilisée; la conductivité hydraulique K (m/s) est calculée en fonction des tailles des particules (d_{10} et d_{60}) pour lesquelles 10 % et 60 % du matériel est plus fin (équations 3.23 à 3.25).

$K = C * d_{10}^2$	(éq. 3.23)
$C = 4,5 * 10^{-3} * \log 500/n$	(éq. 3.24)
$n = d_{60}/d_{10}$	(éq. 3.25)

où C est une fonction du coefficient d'uniformité n.

Dans l'objectif d'obtenir la valeur du flux maximal alimentant les milieux humides et le lac, la plus grande valeur de conductivité hydraulique parmi toutes les strates pour un site donné a été considérée comme la valeur moyenne sur toute la section. L'épaisseur de l'aquifère est équivalente à la colonne d'eau totale dans les piézomètres dont la base se trouve à l'interface sédiments-roc :

$$h_1 = z_{nappe} - z_{roc} \tag{éq. 3.26}$$

où h_1 est l'épaisseur de l'aquifère et z_{nappe} et z_{roc} sont les altitudes de la nappe et du roc.

La largeur, quant à elle, a été déterminée comme étant la longueur de l'interface entre le milieu humide et la rive (annexe B). De plus, comme les sites Tourbière et Marécage disposent de deux piézomètres munis de sondes, c'est le gradient hydraulique le plus élevé, soit celui entre le piézomètre le plus en amont et celui en aval, ou entre le piézomètre en aval et le niveau du lac, qui a été utilisé.

Étant donné que la largeur et l'épaisseur de l'aquifère aux milieux humides non instrumentés étaient difficilement estimables, le flux total d'eau souterraine a été estimé en utilisant le ratio de la somme des apports d'eau sur la somme des superficies couvertes aux milieux humides instrumentés. À partir de ce ratio et de la somme totale de la superficie couverte par tous les milieux humides riverains du lac Papineau, l'apport total d'eau souterraine a été déterminé. Une partie de la somme des superficies des milieux humides riverains a été estimée à partir de la délimitation de plus de la moitié de ceux-ci réalisée par Audréanne Loiselle et Raphaëlle Dubois, candidates au doctorat et à la maîtrise travaillant sur la biodiversité des milieux humides autour du lac Papineau pour des projets de l'IRBV et de l'UQTR. La superficie des milieux

restants a été estimée selon les délimitations de Canards Illimités Canada (CIC et MDDELCC, 2017).

3.3.6 Emmagasinement

La mesure de la variation d'emmagasinement a été réalisée directement à partir des variations de niveau d'eau enregistrées par la sonde à l'exutoire. Cette valeur correspond d'ailleurs à la différence entre la somme des flux entrants et celle des flux sortants à la suite de la quantification de chacune des composantes du bilan hydrique du lac Papineau. En comparant graphiquement les sommes de ces flux, il est possible d'évaluer s'il y a un décalage entre ceux-ci.

3.3.7 Incertitudes sur les termes du bilan hydrologique

3.3.7.1 Incertitudes sur les précipitations

À la station Kenauk, la valeur de l'incertitude des mesures réalisées par le pluviomètre est de 1 % (Campbell Scientific, 2016). Cependant, comme la station se trouve à 8,3 km au sud du centre du lac Papineau, il est possible que les précipitations ne soient pas représentatives de l'ensemble de son bassin versant (Tsintikidis et al., 2002). Selon les travaux de Linsley et Kohler (1951), pour une superficie de 570 km², l'utilisation d'un pluviomètre entraînerait une erreur moyenne de 18 % pour un événement pluvieux de 2,54 cm. Cette erreur diminue lorsque le pas de temps augmente. Winter (1981) suggère une incertitude de 6 % pour des données mensuelles pour une couverture de 130 km² par pluviomètre. Comme le bassin versant du lac Papineau couvre 93,5 km², l'incertitude mensuelle considérée est donc la somme de l'erreur des mesures du pluviomètre (1 %) et de l'erreur due à la représentation spatiale des précipitations (6 %) pour un total de 7 %.

3.3.7.2 Incertitudes sur le ruissellement de surface

Affluents totaux

Comme les bassins versants des affluents instrumentés ne représentent que 36,6 % de la superficie totale contribuant au ruissellement de surface entrant au lac, il est pertinent de considérer l'incertitude sur ce terme du bilan hydrique. Les incertitudes sur les résultats de la modélisation par MOHYSE de l'ensemble des sous-bassins ont été déterminées à partir des moyennes pondérées (par leur superficie) des déviations des données simulées par rapport aux observations (*PBIAIS*; voir section 3.6) considérant l'hypothèse que les débits estimés à partir des courbes de tarage des quatre affluents instrumentés sont représentatifs des débits réels.

La méthode par pourcentage sous-estimerait la valeur réelle du ruissellement de surface total, car les sous-bassins versants instrumentés sont de plus grande superficie que la moyenne des sous-bassins totaux alors que les petits bassins sont susceptibles de faire ruisseler une plus grande proportion des apports verticaux (Cerdan et al., 2004). Les valeurs calculées par cette méthode ont donc été considérées comme étant les limites inférieures des erreurs lorsqu'elles dépassaient celles obtenues par la modélisation.

Effluent (exutoire)

Étant donné que 16 mesures de débits ont été réalisées à l'exutoire, la courbe de tarage à cette station a été considérée représentative de la réalité. De cette manière, l'incertitude de cette composante du bilan hydrique est de 5 %, ce qui correspond à l'écart maximal accepté lors de la prise de plusieurs mesures de débits pour l'obtention d'une mesure finale sur le terrain. Cette incertitude correspond également à la valeur recommandée par la World Meteorological Organization (2008).
3.3.7.3 Incertitudes sur l'évaporation

L'incertitude sur les valeurs d'évaporation de l'eau à la surface du lac a été estimée à partir des deux méthodes utilisées, soit l'évaporation potentielle modifiée de Penman (1948) par van Bavel (1966) EP'_{PotOW} et l'évaporation d'une surface de référence de la FAO E_b à partir des taux mesurés par le bac d'évaporation. Les valeurs minimales (E_b) et maximales (EP'_{PotOW}) obtenues ont permis d'évaluer la gamme plausible dans laquelle l'évaporation réelle peut se retrouver. Lorsque la valeur de la deuxième méthode n'est pas disponible, l'incertitude maximale entre les estimations disponibles est choisie.

3.3.7.4 Incertitudes sur les variations d'emmagasinement

Les variations de niveau du lac ont simplement été enregistrées à l'aide d'une sonde de niveau. La précision des mesures de 5 mm a donc été utilisée pour l'évaluation de l'incertitude de cette composante du bilan hydrologique. Comme le calcul de ces variations se fait par la différence de deux niveaux d'eau, l'incertitude totale est de 10 mm, soit deux fois la précision d'une mesure.

3.4 Réseau de neurones artificiels

Étant donné que la mesure des débits à l'exutoire du lac Papineau n'a débuté qu'en janvier 2016, il était nécessaire de simuler ces débits pour des conditions hydrologiques passées. En plus de simuler les volumes d'eau sortant du lac pour le bilan hydrique, ces données sont également utiles pour estimer le niveau du lac en se basant sur la courbe de tarage réalisée à la suite des mesures de débits. Cependant, comme le niveau du lac était contrôlé par un barrage jusqu'en 2015, il est supposé que sa destruction n'ait eu aucun effet sur les débits à l'exutoire. Un modèle de réseaux de neurones artificiels, choisi à plusieurs reprises lors d'études hydrologiques antérieures (ex. Minns et Hall, 1996; Tokar et Johnson, 1999; Dawson et Wilby, 2001; Nilsson et al. 2006), a été utilisé

afin de simuler ces débits au pas de temps journalier de 1965 à 2016. Le modèle a été développé à partir des données de débits à l'exutoire de l'installation de la sonde en janvier 2016 à octobre 2018. Cette période a été séparée en deux pour les phases d'entraînement et de validation des réseaux neuronaux. Pour la période d'entraînement du modèle, les premiers deux tiers de la chronique ont été utilisés, soit du 21 janvier 2016 au 26 novembre 2017 et le dernier tiers de la chronique allant jusqu'au 31 octobre 2018 a servi à la phase de validation. Dans cette étude, le modèle (Figure 3.5) utilise comme données entrantes, en plus des températures moyennes et des précipitations, les chroniques de débits de deux stations hydrométriques de rivières voisines, soient celles des rivières de la Petite-Nation (débute en 1925) et Rouge (débute en 1964) situées respectivement à 22,8 km à l'ouest et 9,9 km au sud-est de l'exutoire du lac Papineau. Le bassin versant à la station de la rivière de la Petite-Nation couvre une superficie de 1331 km² et celui de la rivière Rouge couvre 5479 km². Le modèle a été entraîné et validé pour la période où les débits à l'exutoire du lac Papineau sont disponibles, soit du 21 janvier 2016 au 31 octobre 2018. Le modèle a permis de simuler les débits à partir de 1965, la simulation étant impossible pour les années antérieures dues à l'absence de données de débits de la rivière Rouge. Des corrélations croisées (Larocque et al., 1998; Venables et Ripley, 2002) entre les débits à l'exutoire et les données entrantes (débits des rivières Rouge et Petite-Nation ainsi que la température moyenne et les précipitations) ont été réalisées pour décaler ces dernières et ainsi faciliter l'entraînement du modèle lors des plus faibles événements pluvieux. Cette méthode est détaillée à la sous-section 3.6.1. Les réseaux de neurones artificiels sont basés sur le principe d'apprentissage automatique. Leurs architectures (Figure 3.5), composées d'une couche de données entrantes, d'une ou plusieurs couches cachées de neurones et d'une couche de données sortantes, peut varier selon la complexité des liens entre ces données.



Figure 3.5 : Exemple d'architecture d'un réseau de neurones artificiels pour simuler le débit à l'exutoire du lac Papineau. Les cercles verdâtres sont des nœuds alors que les cercles gris sont des valeurs de biais ajoutées lors des calculs.

Tous les nœuds d'une couche donnée sont liés aux nœuds des couches voisines par différentes pondérations. Grâce au principe de rétropropagation (Riedmiller, 1994), ces pondérations sont continuellement modifiées, au cours de plusieurs périodes d'entraînement, de manière à représenter le plus fidèlement possible la ou les données sortantes. Des valeurs de biais sont également utilisées en plus des pondérations afin d'ajouter un degré de liberté lors du calcul entre chacun des nœuds.

Afin de réaliser le modèle de réseau de neurones artificiels, le progiciel « neuralnet » (Günther et Fritsch, 2010) de R a été utilisé. Plusieurs architectures du modèle ont été testées, soit de 1 à 15 neurones sur une seule couche cachée et de 1 à 100 périodes d'entraînement. Comme les poids initiaux d'un tel genre de modèle sont aléatoires, 50 essais de chaque architecture (nombre de neurones et de périodes d'entraînement) ont été réalisés. Les architectures de chacun des 50 essais, donnant les meilleurs critères de Nash-Sutcliffe, ont été moyennées pour estimer une seule chronique de valeurs sortantes pour l'ensemble des réseaux de neurones artificiels réalisé.

3.5 Indices d'évaporation et de sécheresse

Les indices d'évaporation et de sécheresse d'un bassin versant se calculent à un pas de temps annuel. Ils permettent d'évaluer la résilience de celui-ci à variations climatiques, plus particulièrement des changements de précipitations et de température. L'indice d'évaporation IE est le ratio de l'évapotranspiration actuelle, c'est-à-dire la soustraction du débit total sortant à l'exutoire aux précipitations reçues au cours d'une année, sur les précipitations totales. L'indice de sécheresse IS est le ratio de l'évapotranspiration potentielle, calculée selon l'équation d'Oudin et al. (2005), sur les précipitations totales. En exprimant graphiquement les deux indices, de manière à avoir l'indice d'évaporation sur l'axe des ordonnées et l'indice de sécheresse sur l'axe des abscisses, les points pour chacune des années calculées devraient suivre la courbe théorique proposée par Budyko (1971). Cette courbe de référence est calculée selon l'équation de Zhang et al. (2001) (équation 3.27) dont le coefficient de disponibilité d'eau aux plantes ω est de 2, correspondant à la valeur pour un bassin versant forestier, tel que suggéré par Creed et al. (2014).

$$IE = \frac{1 + \omega * IS}{1 + \omega * IS + (IS)^{-1}}$$
(éq. 3.27)

La déviation est caractérisée comme étant un éloignement vertical, c'est-à-dire sur l'axe des ordonnées, de la courbe théorique. Pour une valeur de l'indice d'évaporation mesurée (IE_M), il est possible d'en déduire une valeur théorique (IE_T) qui se trouve sur la courbe. La déviation statique est la différence entre IE_M et IE_T . La déviation dynamique est considérée comme étant cette même différence, mais pour laquelle la déviation statique est soustraite. Cela permet de quantifier les changements du bassin versant en réponse à une augmentation des températures.

56

L'élasticité *e* est le ratio de l'intervalle des valeurs complètes de *IS* sur l'intervalle des valeurs de *IE* résiduelles selon le type de période (équation 3.28).

$$e = (IS_{max} - IS_{min})/(IE_{R,max} - IE_{R,min})$$
(éq. 3.28)

où IS_{max} et IS_{min} sont les indices de sécheresse maximum et minimum alors qu' $IE_{R,max}$ et $IE_{R,min}$ sont les déviations maximales de la courbe de référence. Une valeur d'élasticité inférieure à 1,0 signifie que le bassin étudié serait potentiellement peu résilient au réchauffement du climat et à une modification des précipitations. Dans le cas où la valeur serait supérieure à 1,0, le bassin serait considéré résilient.

3.6 Critères de performance et analyses statistiques

Pour représenter la distribution d'une régression, le coefficient de détermination r^2 (Wright, 1921) a été utilisé tandis que l'évaluation de la performance du modèle de fonte du couvert de neige a été réalisée par le coefficient Nash-Sutcliffe *NS* (Nash et Sutcliffe, 1970), couramment utilisé en modélisation hydrologique (Krause et al., 2005). Il est suggéré qu'une efficacité entre 0,5 et 0,65 est considérée suffisante (ex. Moriasi et al., 2007; Ritter et Muñoz-Carpena, 2013). Au-dessus de ces valeurs, l'efficacité du modèle est considérée excellente.

Les valeurs de pourcentage de biais *PBIAIS* ont également été utilisées pour évaluer la performance des modèles hydrologiques (Moriasi et al., 2007). Le *PBIAIS* permet de quantifier la déviation des données évaluées et indique, pour une valeur positive, si le modèle surestime les données observées ou sous-estime dans le cas inverse (Gupta et al., 1999) :

$$PBIAIS = \left[\frac{\sum_{t=1}^{T} (x_s^t - x_o^t) * (100)}{\sum_{t=1}^{T} (x_o^t)}\right]$$
(éq. 3.29)

La valeur optimale du *PBIAIS* est de 0 alors qu'une valeur satisfaisante est considérée comme étant respectivement plus grande ou plus petite que -25 ou 25 % (Moriasi et al., 2007).

L'erreur quadratique moyenne *RMSE* est couramment utilisée comme indice d'erreur en statistiques (Singh et al., 2005). Plus sa valeur est faible, meilleure est considérée la performance du modèle. Selon Moriasi et al. (2007), une valeur considérée acceptable est plus faible que 0,70, tandis qu'une excellente est sous le seuil de 0,50.

3.6.1 Analyse corrélatoire

L'analyse par corrélations croisées permet de quantifier le décalage k des réactions de deux séries temporelles selon le pas de temps utilisé (Venables et Ripley, 2002) :

$$r_{xy}(k) = \frac{c_{xy}(k)}{\sigma_x \sigma_y}$$
 (éq. 3.30)

$$C_{xy}(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x}) (x_{t+k} - \bar{x})$$
 (éq. 3.31)

Le coefficient de corrélation croisée $r_{xy}(k)$ est fonction de la covariance $C_{xy}(k)$ et des écarts-types σ_x et σ_y des séries temporelles x et y. La covariance est définie selon un événement x, la moyenne des événements \bar{x} et la longueur des séries temporelles n alors que les variables t et k représentent le temps donné et le décalage temporel (Larocque et al., 1998). Ce type d'analyse a été appliqué pour décaler les séries temporelles d'entrées des réseaux de neurones artificiels afin d'augmenter leur correspondance avec les débits mesurés à l'exutoire du lac Papineau lors de la phase d'entraînement. Cette analyse a été réalisée indépendamment pour chacune des séries de données d'entrées.

3.6.2 Analyse de tendance

Le test Mann-Kendall saisonnier (Hirsch et al., 1982) est un outil intéressant pour l'analyse de tendance en hydrologie et météorologie (Yue et al., 2002; Hipel et McLeod, 2005). Pour les séries temporelles mensuelles comportant une saisonnalité, il permet de tester les tendances en isolant chacun des mois afin d'éliminer l'effet des saisons. Afin d'évaluer la présence ou non d'une tendance, la statistique S, étant la différence entre le nombre de différences positives et le nombre de différences négatives en comparant les valeurs z de la série deux à deux, doit d'abord être estimée :

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^{n} a_{ij}$$
 (éq. 3.32)

où *n* est le nombre d'observations dans la série temporelle, et a_{ij} est égale à 1, 0 ou -1 dépendamment si la deuxième valeur z_j est plus grande, égale ou plus petite que la première z_i . Ensuite, il est possible de tester les hypothèses de l'absence ou de la présence de tendance croissante ou décroissante en calculant la statistique Z* qui dépend de la variance Var(S):

$$Z^* = \begin{cases} (S-1)/Var(S)^{\frac{1}{2}} & si S > 0\\ 0 & si S = 0\\ (S+1)/Var(S)^{\frac{1}{2}} & si S < 0 \end{cases}$$
(éq. 3.33)

$$Var(S) = n(n-1)(2n+5)/18$$
 (éq. 3.34)

Si Z^* se trouve dans l'intervalle $-Z_{a/2}$ et $Z_{a/2}$, où *a* est le niveau de risque, il n'est pas possible de rejeter l'hypothèse de l'absence de tendance. Au-dessus d'une valeur de $Z_{a/2}$, il y a une tendance alors que sous $-Z_{a/2}$, il n'y en a pas. Le niveau de risque est donc la probabilité d'identifier une tendance lorsqu'il n'y en a pas. La valeur-p de la statistique Z^* peut également être utilisée afin de réaliser le test. Cette valeur est la probabilité d'obtenir une valeur de Z^* aussi ou plus extrême que celle de la série (Montgomery et Runger, 2007). Lorsque celle-ci est plus petite que 0,05, la tendance est significative.

CHAPITRE IV

RÉSULTATS ET DISCUSSION

Dans ce chapitre, les résultats obtenus permettant l'étude des conditions hydrologiques actuelles seront d'abord présentées. Les résultats liés aux conditions hydrologiques passées suivront et finalement, une estimation de la résilience du bassin versant du lac Papineau sera présentée à l'aide des indices d'évaporation et de sécheresse.

4.1 Conditions hydrologiques actuelles

4.1.1 Données météorologiques

4.1.1.1 Correction des données

Les données sont comparables pour les deux stations (Figure 4.1) à l'exception des précipitations des mois d'août et septembre 2018, où celles de la station NDdlP sont nettement supérieures. Il est à noter que les données récentes de cette dernière station, à partir du mois d'août 2018, doivent subir un traitement, car les chroniques présentent plusieurs valeurs manquantes. Les données de la station Kenauk ont donc été utilisées pour effectuer les calculs dès son installation en novembre 2016.



Figure 4.1 : Comparaison des données de précipitations et de températures aux stations Kenauk et NDdlP pour les années 2017 et 2018.

La comparaison, du 19 novembre 2016 au 6 novembre 2018, des précipitations cumulées et celle des températures journalières moyennes, minimales et maximales, suggère que les précipitations sont plus faibles à la station Kenauk qu'à la station NDdlP (pente de 0,92), mais que les températures sont similaires aux deux stations (Figure 4.2).

Même si la station Kenauk se trouve plus près du bassin versant du lac Papineau que la station NDdlP, des événements pluvieux importants entre le 28 octobre et le 6 novembre 2017 ont été enregistrés de façon plus atténuée à la station Kenauk qu'à la station NDdlP. Comme tous les bassins instrumentés ont fortement réagi au cours de cette période (voir sous-section 4.1.2), ce sont les données brutes de la station NDdlP qui ont été utilisées pour la chronique des précipitations lors de ces événements. Il semble que le déplacement de la dépression du début novembre 2017 ait suivi une trajectoire qui a épargné en partie la station de Kenauk.

62



Figure 4.2 : Relations entre les stations Kenauk et Notre-Dame-de-la-Paix pour (A) les précipitations cumulées, (B) les températures moyennes, (C) les températures minimales et (D) les températures maximales

4.1.1.2 Précipitations totales

Les précipitations de 2017 ont été de 1198 mm tandis que celles de 2018 ont été de 1155 mm. Ces valeurs sont semblables, mais la distribution temporelle des précipitations sur le bassin versant du lac Papineau est différente pour les deux années. Les précipitations mensuelles (Figure 4.3A) et journalières (Figure 4.3B) illustrent ces différences. Les mois de l'année 2017 sont plus contrastés que ceux de 2018. Pour cette

première année, une différence de 142 mm sépare le mois le plus pluvieux du plus sec, tandis que cette différence n'est que de 100 mm en 2018.



Figure 4.3 : Précipitations totales mensuelles (A) et journalières (B) à la station Kenauk pour les années 2017 (gris) et 2018 (noir).

En 2017, le mois le plus sec est septembre (43 mm), alors qu'il est le plus humide de 2018 (150 mm). Des quantités importantes de précipitations ont été mesurées à la fin de la période de fonte de 2017. D'importants événements pluvieux au début du mois de mai 2017 et un événement majeur vers la fin du mois de septembre 2018, ont produit 67 mm de précipitations en une seule journée, ce qui a participé au contraste temporel entre les deux années.

4.1.1.3 Température

Les températures moyennes des années 2017 et 2018 sont respectivement de 5,8 et 5,4°C. Les températures journalières minimales, moyennes et maximales (Figure 4.4)

permettent notamment d'obtenir une première détermination des périodes de gel et de fonte au cours de ces années. Les températures de l'année 2017 varient entre -31,5 et 32,6 °C alors que celles de l'année 2018 de -33,6 à 33,6 °C.



Figure 4.4 : Températures journalières moyennes (noir) ainsi que minimales et maximales (extrêmes de la surface grise) pour les années 2017 et 2018.

Il y a trois jours au cours du mois de janvier 2018 où les températures moyennes dépassent 0 °C, soient les 11, 12 et 20 janvier.

4.1.1.4 Couvert de neige

La température de fonte T_f , qui correspond au seuil au-delà duquel la neige accumulée commence à se transformer en eau disponible, a été calibrée sur les couverts de neige mesurés en continu à la station Kenauk au cours des hivers 2016-2017 et 2017-2018. La présence de neige au sol en permanence de ces deux hivers a débuté le 5 décembre 2016 et le 12 décembre 2017 et s'est terminée le 8 avril 2017 et le 23 avril 2018 (Figure 4.5). Cette neige au sol atteint une hauteur de 66,9 cm en 2017 et de 59,2 cm en 2018 et les périodes de fonte se produisent sur 29 et 36 jours. Les densités variables entre 0,1 et 0,5 du couvert de neige, déterminées pour représenter l'évolution temporelle de celui-ci, et un coefficient de fonte C_f fixé à 5,00 mm/°C/jour, ont été utilisées. Ces deux paramètres, en plus de la température de fonte, ont été estimés par la calibration manuelle du modèle de fonte, soit par essai-erreur. Les densités représentent bien les épaisseurs de neige enregistrées et sont cohérentes avec les mesures de densité de 0,25 et 0,27 prises le 20 février et le 9 mars 2018 ainsi qu'avec les valeurs présentées dans la littérature (Essery, 1997; Pomeroy et al., 1998). La température de fonte a été évaluée à 0,53 °C à la suite du calage du modèle degré-jour permettant la simulation de l'équivalent en eau de la neige au sol.





Le coefficient et la température de fonte estimés correspondent aux valeurs rapportées dans la littérature; C_f peut être compris entre 3 et 6 mm/°C/j et T_f entre 0 et 0,65 °C (Hock, 2003). Pour les moments où le sol est recouvert de neige, les critères de NS sont de 0,51 pour l'hiver 2016-2017 et de 0,50 pour 2017-2018 en comparant les équivalents en eau mesurés et simulés. Ces faibles valeurs du critère sont notamment dues à la difficulté de bien représenter la densité moyenne du couvert à partir du mois de février. Les accumulations tardives de neige sont surestimées, car la densité de cette nouvelle

neige est considérée égale à 0,5. Le début d'accumulation de la neige et la fin de la fonte sont toutefois bien simulés.

La dynamique de l'équivalent en eau de la neige simulé à la station Kenauk est considérée représentative de l'ensemble du bassin versant du lac Papineau. Cependant, cette simplification néglige les différences spatiales du couvert nival, généralement causées par le climat, la topographie et le couvert forestier (Pomeroy et Brun, 2001).

4.1.2 Affluents instrumentés

Pour chacune des stations hydrométriques mises en place à l'exutoire du lac Papineau et de trois des quatre sous-bassins versants instrumentés (le débit à l'exutoire du lac Mills a été représenté avec une équation de déversoir), une courbe de tarage a été construite afin de mettre en relation la hauteur d'eau et le débit associé. Dans le modèle MOHYSE, le calage des paramètres liés au couvert de neige et à l'évapotranspiration a été réalisé en premier et visait à reproduire le couvert de neige mesuré, l'évapotranspiration calculée selon Oudin et al. (2005) et l'évapotranspiration réelle (ETR = P – Q). Ensuite, pour simuler les débits, les paramètres des quatre sous-bassins instrumentés ont été calibrés de manière à obtenir des critères de calage les plus élevés possible (Tableau 4.1). Les coefficients de transfert d'eau de la zone vadose vers l'aquifère C_{VA} et de vidange de la zone vadose C_V ont été exclus du calage du modèle et ont plutôt été estimés selon des relations comparant ces paramètres à des caractéristiques physiques des bassins.

Pour estimer les apports superficiels totaux au lac, une modélisation des sous-bassins versants non instrumentés a également été réalisée, basée sur les paramètres calés dans le modèle MOHYSE pour les sous-bassins instrumentés. La méthode par pourcentage (section 3.3.4.3) a été utilisée pour être comparée aux résultats de la modélisation.

4.1.2.1 Affluent 041

Six mesures de débits ont été faites à la station de l'affluent 041 et comparées aux niveaux enregistrés par la sonde en place, ce qui permet d'estimer une courbe de tarage pour cette station (Figure 4.6). Les hauteurs d'eau au moment de la mesure des débits ne couvrent que 11 % des hauteurs de colonne d'eau (0,173 à 0,230 m) tandis que la sonde a enregistré des hauteurs d'eau de 0,154 à 0,651 m.



Figure 4.6 : Courbe de tarage de la station hydrométrique de l'affluent 041.

Cependant, seulement 9 % des données enregistrées par la sonde dépassent 0,230 m (la plus haute valeur de niveau d'eau pour laquelle un débit a été mesuré). De plus, 72 % des données de niveaux d'eau se trouvent dans l'intervalle possédant des mesures de débits. L'absence de débits mesurés en périodes de crues augmente l'erreur sur la courbe de tarage pour les hauts débits.

Les paramètres du modèle MOHYSE ont été calibrés afin de simuler les débits estimés avec les niveaux d'eau et la courbe de tarage (Figure 4.7). Les débits simulés en 2017 sont en général plus faibles que ceux mesurés et inversement pour l'année 2018, à l'exception d'une crue mesurée importante en janvier 2018 causée par la combinaison d'un événement pluvieux et d'une hausse des températures, de plus petites en février et avril ainsi qu'une faible sous-estimation de la crue printanière de la même année. Les débits maximaux mesurés en novembre 2017 et février 2018 (14,0 et 13,2 mm/j), à la suite d'événements pluvieux, sont mal représentés par le modèle. Ces débits mesurés possèdent une plus grande erreur en raison de l'absence de mesure lors de la construction de la courbe de tarage, ce qui expliquerait ces différences avec la simulation de ceux-ci. Les hausses des débits simulés concordent généralement avec celles des débits mesurés, notamment au moment de la crue printanière de 2018.



Figure 4.7 : Débits mesurés (noir) et simulés (rouge) de l'affluent 041. Les débits en m³/s ont été transformés en mm/j en les divisant par la superficie du lac (13,5 km²)

Les décrues sont aussi relativement bien représentées même si les débits sont parfois sous-estimés à ces moments (par exemple à l'été 2017). Les faibles débits d'étiage varient entre 1,0 et 2,0 mm/j. Ces derniers sont mieux représentés au cours de l'été 2018 sans tenir compte des grandes surestimations des débits à la suite d'événement pluvieux à la fin du mois de juillet et au début de septembre. En excluant les débits estimés entre décembre et mars (sous couvert de glace), une valeur de NS de 0,44 est obtenue après calibration du modèle. Cette faible valeur (< 0,5) représente la difficulté de simuler un bassin de petite teille qui réagit rapidement aux événements pluvieux. Une valeur de -12,4 % du *PBIAIS* indique une sous-estimation des données simulées

sur l'ensemble de la période. Les événements pluvieux mesurés à la station Kenauk entre le 28 octobre et le 6 novembre 2017 (84 mm au total à la station Kenauk et 137 mm à NDdlP) pourraient avoir été sous-estimés, ce qui expliquerait que le modèle simule mal la crue mesurée. Cette sous-estimation peut être causée par des variabilités spatiales des précipitations ou par les débits erronés de la relation de tarage. La valeur de *RSR* est de 0,75, ce qui concorde avec le critère *NS*, car celui-ci dépasse la valeur limite de 0,70 pour que la performance du modèle soit considérée comme satisfaisante.

4.1.2.2 Jackson

Les six mesures de débits mis en relation avec les hauteurs de la colonne d'eau de la station hydrométrique Jackson permettent d'estimer la courbe de tarage de cet affluent (Figure 4.8). La sonde de cette station a enregistré des hauteurs de colonne d'eau allant de 0,026 à 0,827 m. Les mesures de débit ont été réalisées pour des niveaux d'eau de 0,130 à 0,268 m, ce qui ne couvre que 17 % des données enregistrées.



Figure 4.8 : Courbe de tarage de la station hydrométrique de l'affluent Jackson.

Seulement 9 % des valeurs de niveaux d'eau dépassent la valeur maximale lors de la mesure des débits alors que 72 % d'entre elles se trouvent dans l'intervalle des hauteurs

de colonne d'eau des débits mesurés. L'absence de débits mesurés en périodes de crues augmente aussi l'erreur sur la courbe de tarage pour les hauts débits pour cet affluent.

En comparant les débits simulés aux débits mesurés (Figure 4.9), plusieurs différences ressortent entre les chroniques. Les hausses de débits et les décrues sont mieux représentées au cours de l'année 2018 que la précédente, notamment pour les mois de janvier à mars à l'exception de la d'une importante crue mesurée à la mi-janvier possiblement due à l'erreur sur les hauts débits par l'absence de mesure pour la réalisation de la courbe de tarage. D'ailleurs, le débit maximal mesuré lors de cet événement est de 22,5 mm/j comparativement à des valeurs plus petites que 9,6 mm/j pour le reste de la chronique. Le début de la crue simulée est synchronisé avec celle mesurée, mais le modèle surestime la période sur laquelle elle s'étend. Par rapport aux faibles débits, les valeurs simulées sont généralement surestimées, particulièrement au cours de l'été 2018 où celles mesurées sont quasi-nulles.



Figure 4.9 : Débits mesurés (noir) et simulés (rouge) de l'affluent Jackson. Les débits en m³/s ont été transformés en mm/j en les divisant par la superficie du lac (13,5 km²)

Le manque de mesure de très faible débit peut fausser la courbe de tarage et ainsi augmenter l'incertitude de ces faibles débits. Des valeurs de NS de 0,27 et de RSR de

0,85 sont obtenues à la suite du calage des paramètres, ce qui reflète un calage faible du modèle pour ce sous-bassin versant. Selon la valeur du *PBIAIS* de 26,7 %, le modèle surestime les données simulées de façon considérable. Les débits après un événement pluvieux sont plus contrastés que les débits d'étiages, ce qui suggère une forte réactivité du bassin aux événements pluvieux. Cette réactivité, combinée à l'erreur sur les débits élevés et très faibles estimés par la courbe de tarage pourrait expliquer la capacité limitée du modèle à simuler les débits pour ce sous-bassin.

4.1.2.3 Mills

La sonde installée près du déversoir à l'exutoire du lac Mills a enregistré des niveaux d'eau de 0,418 à 0,779 m, correspondant à des débits de 0 à 0,29 m³/s. Reportés selon la superficie du lac, ces débits correspondent à 0 et 9 mm/j. Les moments où les débits sont nuls signifient que le niveau du lac Mills se trouve sous la base du déversoir à son exutoire. Sur l'ensemble de la simulation, les données représentent relativement bien les valeurs mesurées (Figure 4.10). Les débits élevés sont généralement bien simulés, à l'exception de la crue de novembre 2017 où les valeurs sont sous-estimées par rapport à celles mesurées. Cette sous-estimation semble être causée par des variations spatiales des événements pluvieux considérant l'absence de courbe de tarage de cet affluent (équation de Carlier (1998) pour un déversoir à paroi mince). La décrue qui suit est cependant surestimée, suggérant une certaine difficulté du modèle à représenter les plus faibles débits. La crue de la fonte printanière en 2018 est assez bien représentée par le modèle malgré une faible surestimation des débits en décrue. Les épisodes de hausses de débits simulés entre les mois de janvier et mars 2018 sont moins répartis dans le temps et forment des pics drastiques. Le modèle sous-estimerait donc l'effet d'emmagasinement du lac Mills au cours de cette période. De plus, la fin du mois de juillet et le début d'août 2018 est marqué par une surestimation considérable des débits simulés, suggérant une fois de plus la présence de variabilité spatiale des précipitations.



Figure 4.10 : Débits mesurés (noir) et simulés (rouge) de l'affluent Mills. Les débits en m³/s ont été transformés en mm/j en les divisant par la superficie du lac (13,5 km²)

Des valeurs de NS de 0,68 et de RSR de 0,56 sont obtenues après le calage des paramètres du modèle, suggérant une performance satisfaisante de MOHYSE pour reproduire les débits mesurés. La présence du lac Mills à l'exutoire de ce sous-bassin pourrait expliquer ce résultat puisque l'emmagasinement du lac Mills atténuerait la réaction du cours d'eau à la suite d'événements pluvieux. La faible réactivité du sous-bassin, et l'absence de débits mesurés très élevés causée par cet emmagasinement pourraient être des facteurs facilitant pour le modèle MOHYSE. Une valeur de 27,6 % du *PBIAIS* signifie toutefois que le modèle surestime les débits mesurés.

4.1.2.4 La Croix

Les huit mesures de débits réalisées à la station hydrométrique La Croix permettent d'estimer la courbe de tarage de cet affluent (Figure 4.11). Les niveaux d'eau des mesures de débits effectuées à l'affluent La Croix varient de 0,268 à 0,644 m, ce qui correspond à 36 % des niveaux enregistrés par la sonde (0,193 à 1,230 m). Les débits qui correspondent à ces niveaux lors des mesures sont de 0,3 à 5,4 mm/j.



Figure 4.11 : Courbe de tarage de la station hydrométrique de l'affluent La Croix.

Une grande proportion des données se trouve dans cet intervalle, soit 79 %. Cependant, le manque de mesure de débit en crue rend la courbe de tarage imprécise et augmente l'erreur de l'estimation de ces hauts débits.

À partir de la courbe de tarage et des débits mesurés estimés, la calibration des paramètres du modèle MOHYSE a permis la simulation de ceux-ci (Figure 4.12). La crue de novembre 2017 est fortement sous-estimée, alors que celle de la fonte printanière de 2018 l'est de façon moins importante. La dynamique de cette dernière est d'ailleurs bien simulée par le modèle. Ces débits élevés mesurés, allant respectivement jusqu'à 32,3 et 19,3 mm/j, sortent clairement de l'intervalle des débits mesurés de la courbe de tarage, ce qui pourrait expliquer la difficulté du modèle à bien représenter ces périodes. Une augmentation de débits en janvier 2018 est également sous-estimée par rapport aux valeurs mesurées. Les faibles débits de l'année 2017, sont relativement bien représentés par le modèle, contrairement à ceux de l'année 2018, où les débits simulés sont clairement surestimés du mois de juin jusqu'à la fin de la chronique. Encore une fois, l'obtention de ces résultats peut être causée par le manque de mesure de faibles débits lors de la réalisation de la courbe de tarage ou par les variations spatiales des précipitations.



Figure 4.12 : Débits mesurés (noir) et simulés (rouge) de l'affluent La Croix. Les débits en m³/s ont été transformés en mm/j en les divisant par la superficie du lac (13,5 km²)

Grâce au calage des paramètres, un *NS* de 0,51 et un *RSR* de 0,70 sont obtenus pour cet affluent et la performance du modèle est considérée satisfaisante. De manière semblable au sous-bassin de l'affluent Mills, le lac à la Croix est situé relativement près de l'exutoire du bassin (Figure 2.7 et Figure 3.3), et atténue probablement la réponse hydrologique aux événements pluvieux. Cependant, les débits simulés de l'été 2018 sont également plus élevés que les débits mesurés de la même façon que pour les trois autres affluents. Le *PBIAIS* de -2,0 %, permet d'affirmer que le modèle ne sous-estime que très peu les débits.

Les différences entre ces débits simulés et mesurés pourraient être causées en partie par la difficulté de bien représenter spatialement les précipitations. La variabilité spatiale des précipitations est reconnue comme une source majeure de variabilité temporelle des hydrogrammes et l'utilisation d'un réseau dense de stations météorologiques pour l'évaluation des précipitations est suggérée (Obled et al., 1994). De plus, le nombre limité de mesures de débits ainsi que l'absence de débits mesurés en crue pour construire les courbes de tarage peuvent induire des imprécisions importantes dans les débits estimés à partir de ces courbes. Également, les contrastes des conditions climatiques des années 2017 et 2018 peuvent aussi expliquer les statistiques de performance relativement faibles des modèles pour les quatre sousbassins instrumentés.

4.1.2.5 Paramètres calés

Une relation de puissance permet de relier les coefficients de vidange de la zone vadose (C_{ν}) aux pentes moyennes de trois sous-bassins. Le sous-bassin La Croix ne suit toutefois pas cette relation et montre un taux de vidange élevé pour une pente moyenne faible (Tableau 4.1 et Figure 4.13A). Le coefficient de vidange de la zone vadose (C_{ν}) augmente lorsque la pente moyenne d'un bassin versant augmente aussi, ce qui peut être expliqué par le fait qu'il y a plus de chances de retrouver une zone de décharge dans la partie inférieure d'une dépression topographique (Levine et Salvucci, 1999). Comme le sous-bassin La Croix est sept fois plus grand que les autres bassins et qu'il comporte de grandes superficies de zones humides, il n'est pas pris en compte dans la relation.

Les coefficients d'échange entre la zone vadose et l'aquifère (C_{va}) ont été comparés à la fraction humide des bassins, c'est-à-dire le pourcentage de la superficie recouverte par de l'eau de surface ou un milieu humide. Une relation exponentielle décroissante relie les valeurs pour les quatre sous-bassins (Figure 4.13B). Cette relation prend en compte les quatre sous-bassins instrumentés. La diminution de la valeur du coefficient, lorsque la fraction humide augmente, est expliquée par le fait qu'en moyenne, sur le sous-bassin, la nappe est plus près de la surface ce qui limite la quantité d'eau pouvant s'infiltrer.



Figure 4.13 : Relations de C_v et C_{va} selon la pente moyenne et la fraction humide du bassin. Le point orange représente le bassin La-Croix dans le graphique A.

Un seuil minimal de la valeur du coefficient a été défini à 0,005 j⁻¹ pour représenter la constance des trois bassins possédant les plus grandes fractions humides. Cette valeur correspond à la moitié de celle calibrée du modèle de l'affluent Mills et est considérée réaliste pour les bassins recouverts en grande proportion par des zones humides.

		Unité	Aff. 041	Jackson	Mills	La Croix
Paramètre	Cf	mm/°C/j	5,00	5,00	5,00	5,00
	Tf	°C	0,53	0,53	0,53	0,53
	CETP	mm/j	1,80	1,80	1,80	1,80
	CTR	1/j	0,30	0,30	0,30	0,30
	Cinf	mm/j	66,2	66,2	66,2	66,2
	C_{v}	1/j	0,070	0,028	0,045	0,138
	C_a	1/j	0,008	0,008	0,008	0,008
	Cva	1/j	0,189	0,019	0,010	0,020
Critère	NS		0,44	0,27	0,68	0,51
	PBIAIS	%	-12	27	28	-2
	RSR	-	0,75	0,85	0,56	0,70

Tableau 4.1 : Paramètres calés et critères de performance des quatre sous-bassins instrumentés. Les lignes surlignées en orange correspondent aux paramètres qui ne sont pas fixes d'un bassin à un autre.

Les relations permettant d'estimer les paramètres C_{ν} et $C_{\nu a}$ (Figure 4.13) ont donc permis d'être appliqués à la totalité des sous-bassins n'étant pas instrumentés lors de la modélisation des débits de ceux-ci.

4.1.3 Autres affluents

À partir des paramètres calés dans MOHYSE pour les quatre sous-bassins instrumentés, un modèle a été développé pour chacun des 1157 sous-bassins versants non instrumentés dont le point le plus bas mène directement au lac Papineau (Figure 3.3). Dans la plupart des cas, ces sous-bassins n'ont toutefois pas d'exutoire identifiable sur le terrain. Ceux-ci ont donc été délimités à partir du modèle d'élévation LiDAR et leurs superficies varient entre 2000 et 20 000 000 m² (un seuil minimal de 2000 m² a été choisi, car il modifiait de moins de 1 % la valeur de l'apport total). Les mêmes paramètres que les sous-bassins instrumentés, à l'exception des coefficients C_v et C_{va} (calculés selon la pente moyenne et la fraction humide des bassins) ont été appliqués. La somme des débits de ces 1157 sous-bassins additionnée aux valeurs de pluie nette des sous-bassins de moins de 2000 m² (4,7 % de tous les sous-bassins), a par la suite été réalisée afin d'estimer leur apport total au lac. Les valeurs de débits simulés correspondant aux quatre sous-bassins instrumentés ont été remplacées par les valeurs mesurées. Cet apport total a aussi été comparé, au pas de temps journalier, à celui déterminé selon la méthode par pourcentage (Figure 4.14) considérant que les débits des affluents instrumentés représentent 36,6 % de tous les apports de surface.

La gamme de valeurs de débit de l'apport total calculé par modélisation hydrologique et selon la méthode par pourcentage est de moins de 5 mm/j à près de 50 mm/j au cours des années 2017 et 2018. De juin 2017 à octobre 2018, deux crues importantes ont eu lieu, soit celle du mois de novembre 2017 et celle de la fonte printanière à la suite de l'hiver 2018. La première est estimée de manière légèrement plus importante par la deuxième méthode (%) alors que la crue printanière est représentée de façon semblable

par les deux méthodes. Deux plus petits événements entre les mois de janvier et mars 2018 semblent également avoir acheminé une certaine quantité d'eau au lac Papineau. Les faibles débits simulés par le modèle MOHYSE à l'été 2018 sont, quant à eux, supérieurs à ceux de la deuxième méthode.



Figure 4.14 : Apports totaux au lac Papineau par ruissellement de surface selon la somme des débits issus des modèles (MOHYSE) et par la méthode par pourcentage (%). Les débits sont représentés en lame d'eau par rapport à la superficie du lac Papineau.

La différence sur les débits moyens simulés par les deux méthodes est de 8 %. Celleci peut être causée par une variabilité spatiale des paramètres de MOHYSE qui n'est pas prise en compte. Il pourrait aussi y avoir une surestimation du poids des bassins versants de grande superficie pour la méthode par pourcentage, car les petits bassins sont plus susceptibles de faire ruisseler une fraction plus élevée des apports verticaux. Les pics de crues étroits de janvier et mars 2018 simulés par MOHYSE sont des surestimations causées par des conditions climatiques difficiles à modéliser. Des précipitations importantes sous forme liquide associées à des températures journalières moyennes négatives sont transformées en totalité en ruissellement par le modèle alors qu'en réalité, le bassin en emmagasinerait une partie dans son couvert nival ou par infiltration.

4.1.4 Exutoire

Une régression de puissance a été utilisée afin de mettre en relation les hauteurs de la colonne d'eau mesurée à l'exutoire du lac Papineau et les 16 mesures de débit qui y correspondent, définissant ainsi la courbe de tarage de cette station (Figure 4.15). Il est intéressant de noter que des débits ont été mesurés pour une large gamme de conditions hydrologiques, ce qui réduit l'incertitude de la courbe de tarage notamment pour les débits élevés. De janvier 2016 à octobre 2018, la colonne d'eau enregistrée a varié de 0,167 à 0,689 m.



Figure 4.15 : Courbe de tarage de la station hydrométrique à l'exutoire du lac Papineau

Les débits mesurés couvrent des hauteurs d'eau de 0,206 à 0,685 m, soit 92 % des niveaux mesurés qui correspondent à 97 % du nombre de mesures enregistrées par la sonde.

Un hydrogramme de la station à l'exutoire du lac Papineau a été construit à l'aide des apports verticaux (AV) calculés (pluie et neige fondue générée par la méthode des degrés-jours) (Figure 4.16). Comme la section où se trouve la sonde n'est pas favorable à la formation d'une couche de glace à sa surface en raison de la turbulence de l'eau, les débits de la courbe de tarage calculés en hiver sont considérés réalistes. Une longue

crue importante au printemps 2017, représentée par des débits allant jusqu'à près de 70 mm/j a été mesurée. L'atteinte de débits semblables a aussi été mesurée en novembre 2017 et mai 2018. De janvier à mars 2018, l'effet des deux événements pluvieux sur le débit est aussi présent, mais de manière moins évidente que pour les apports totaux. D'ailleurs, les faibles débits de l'été 2018 sont plus constants et moins affectés par les potentiels apports verticaux.



Figure 4.16 : Hydrogramme de la station hydrométrique à l'exutoire du lac Papineau. Les débits (Q) sont représentés en lame d'eau par rapport au lac Papineau.

L'augmentation des températures au-dessus du point de congélation en janvier 2018 est visible dans l'hydrogramme avec une hausse du débit. Les écarts moins importants entre les faibles débits d'étiage et les petits épisodes de crue que ceux des sous-bassins versants instrumentés pourraient être dus à l'effet d'emmagasinement dans le lac Papineau. Il sera intéressant de comparer le décalage entre les apports totaux s'ajoutant au lac et les pertes par ruissellement de surface à l'exutoire de celui-ci.

4.1.5 Évaporation et évapotranspiration

4.1.5.1 Évaporation

L'évaporation de l'eau à la surface du lac Papineau a été estimée en comparant deux méthodes. Les valeurs ainsi mesurées de l'évaporation estimée par le bac d'évaporation à la station Kenauk, auxquelles les coefficients de bac sont multipliés, sont disponibles pour les mois de juin à octobre 2017 et 2018. Elles sont considérées comme la référence à laquelle est comparée l'évaporation calculée à partir de l'équation 3.6 (Penman, 1948, adaptée par van Bavel, 1966) (Figure 4.17). Les valeurs de cette dernière sont généralement plus élevées que celles de l'évaporation de bac, à l'exception des mois d'octobre 2017 et 2018. Pour le mois de septembre 2018, celles-ci sont quasi-identiques. À l'été 2017, la valeur maximale d'évaporation est de 77,5 mm pour le mois de juillet par l'équation modifiée de Penman et de 56,8 mm par l'évaporation de bac pour le même mois. À l'été 2018, les valeurs respectives maximales sont de 91,1 et 46,8 mm selon les deux méthodes.



Figure 4.17 : Évaporation mensuelle de l'eau de surface selon l'équation de Penman modifiée par van Bavel (orange) comparée à l'évaporation de référence estimée au moyen du bac d'évaporation (noir).

Les contrastes plus importants entre les deux méthodes des étés 2017 et 2018 peuvent être causés par le changement du type de bac (non-standard en plastique vers standard classe A en acier inoxydable) malgré l'application d'un facteur correctif permettant de convertir les données mesurées à partir du premier bac (plastique) selon les données mesurées du bac standard classe A. Ce dernier, ayant un plus grand rayon et une hauteur moins élevée, favoriserait l'évaporation, car une plus grande superficie d'eau est en contact direct avec l'air ambiant. Les valeurs d'évaporation de bac de l'été 2017 pourraient donc être surestimées. Les valeurs d'évaporation de bac supérieures aux valeurs d'évaporation potentielle calculées pour les mois d'octobre 2017 et 2018 pourraient signifier une sous-estimation de cette évaporation potentielle ou une surestimation de l'évaporation de bac, causée par de fortes variations de température au cours d'une même journée qui feraient varier rapidement la température de l'eau du bac (contrairement à celle du lac Papineau) lors de la période automnale.

4.1.5.2 Évapotranspiration potentielle

Deux méthodes ont été utilisées pour estimer l'évapotranspiration potentielle (Figure 4.18) : les équations de Penman-Monteith de la FAO (Allen et al., 1998) et de Oudin et al. (2005). Les symboles respectifs de ces équations sont $ETP_{PM,FAO}$ et ETP_{Oudin} . La valeur maximale d'évapotranspiration de l'année 2017 est de 4,6 mm/j selon l'équation de Penman-Monteith de la FAO et de 5,2 mm/j selon celle d'Oudin et al. (2005). Celles-ci sont de 5,0 et 5,4 mm/j à l'été 2018. Les valeurs minimales des mois de novembre à mars sont semblables selon les deux équations. L'ETP estimée avec la méthode d'Oudin et al. (2005) semble toutefois lisser le signal sur l'ensemble des années 2017 et 2018 comparativement l'autre méthode, car elle ne prend que la température moyenne comme donnée d'observation et une estimation de la radiation solaire estimée à l'aide de la latitude du site d'étude.





Pour faciliter la comparaison des méthodes, les évapotranspirations mensuelles sont comparées (Figure 4.19). Les valeurs maximales respectives des années 2017 et 2018, correspondant au mois de juillet, sont de 88 et 103 mm/mois pour la méthode de Penman-Monteith de la FAO et de 126 et 136 mm/mois pour celle d'Oudin et al. (2005). Pour les mois de janvier à avril ainsi que ceux de novembre et décembre, les écarts entre les méthodes sont de moins de 6 mm alors que l'écart maximal se produit au mois de juin 2017 dont les valeurs diffèrent de 42 mm. Pour les deux années, les valeurs mensuelles de la deuxième méthode sont généralement plus élevées que celles calculées selon Penman-Monteith de la FAO.

84



Figure 4.19 : Valeurs mensuelles d'évapotranspiration potentielle selon les quatre méthodes utilisées.

4.1.5.3 Évapotranspiration réelle

Puisque les valeurs de précipitations et de débits totaux du bassin versant du lac Papineau de l'année hydrologique 2017-2018 sont disponibles, il est possible d'estimer l'évapotranspiration réelle totale pour l'ensemble du bassin versant du lac Papineau. Celle-ci peut être comparée à la moyenne de l'évapotranspiration réelle estimée par les modèles hydrologiques de chacun des sous-bassins versants et à la somme des évapotranspirations potentielles calculées précédemment (Figure 4.20). La valeur la plus élevée (621 mm) est celle estimée par Oudin et al. (2005), qui est 166 mm audessus de l'ETP déterminée selon Penman-Monteith de la FAO. Les ETR estimées par P-Q (403 mm) et celles simulées par MOHYSE (467 mm) sont semblables, ce qui était prévisible puisque le modèle a été calibré pour reproduire l'ETR estimée avec les précipitations et les débits. L'évapotranspiration potentielle estimée par la méthode de la FAO est supérieure de 13 % à l'ETR estimée avec P-Q.



Figure 4.20 : Comparaison des valeurs d'ETP et d'ETR pour l'année hydrologique 2017-2018.

4.1.6 Bilan hydrique

Les résultats menant au bilan hydrologique de surface au pas de temps journalier seront d'abord présentés afin de le comparer avec les variations du niveau du lac Papineau. Le bilan mensuel, présenté par la suite, fournira un premier aperçu de l'importance de la composante eau souterraine des mois d'octobre 2017 à septembre 2018. Finalement, un bilan annuel total sera illustré et discuté.

4.1.6.1 Bilan hydrique journalier

Pour réaliser le bilan hydrologique de surface, le ruissellement de surface entrant, estimé par MOHYSE (Q_e) ainsi que celui estimé par la méthode par pourcentage (Q_e %), et sortant par la relation de tarage à l'exutoire du lac (Q_s), les apports verticaux (AV; somme de la pluie et de la fonte de la neige estimée par la méthode des degrésjours) et l'évaporation potentielle estimée avec la méthode Penman modifiée par van Bavel (1966) EP'_{PotOW} (l'évaporation de bac n'est disponible que pour les mois de juin à octobre 2017 et 2018) ont été utilisés (Figure 4.21A). À partir de ces composantes et des variations inter journalières d'emmagasinement du lac ΔS , la composante restante ΔES , correspondant vraisemblablement au flux entre l'aquifère et le lac, a été estimée (Figure 4.21B). Ces variations d'emmagasinement correspondent à la soustraction du niveau du lac Papineau du jour précédent à la valeur de son niveau du jour donné.

Les ruissellements entrants et sortants semblent bien être corrélés aux précipitations. Le bilan hydrologique illustre le lien entre les apports par ruissellement de surface et les débits sortants, et il est intéressant de constater la symétrie entre ces deux chroniques. En observant les pics de crues, il est possible de s'apercevoir que ceux des apports précèdent bien ceux des pertes. Ce décalage, entre les apports de surfaces et les pertes, est causé par l'effet d'emmagasinement du lac.

Au cours de l'année hydrologique 2017-2018, deux périodes importantes peuvent être identifiées, soit à l'automne 2017 (fin octobre et début novembre) où de grandes quantités de précipitations ont été mesurées, et à la fonte printanière (avril) où des apports verticaux considérables ont été enregistrés. Ces moments jouent un grand rôle dans la dynamique hydrique du lac Papineau pour l'année 2017-2018. La Figure 4.21B illustre qu'en période de crue, la composante ΔES tend à augmenter et devenir positive, afin de justifier le maintien du niveau d'eau relativement haut du lac, pour compenser les pertes importantes, notamment par le ruissellement sortant. Cependant, en période d'étiage, cette composante ΔES diminue et devient parfois négative, suggérant ainsi un flux du lac vers l'aquifère. Ce flux supposé sortant d'eau souterraine pourrait être en fait le résultat d'une surestimation du ruissellement de surface entrant (Figure 4.7, Figure 4.9, Figure 4.10 et Figure 4.12) causée par la variabilité spatiale des paramètres de MOHYSE n'étant pas pris en compte lors de la modélisation des débits des sousbassins non instrumentés ou par la surestimation des poids des grands sous-bassins en utilisant la méthode par pourcentage, telle que mentionné à la sous-section 4.1.2. Sur toute la période, les apports d'eau souterraine seraient tout de même plus importants que les pertes.



Figure 4.21 : Bilan hydrologique journalier (A) dont la composante restante ΔES et les variations du niveau du lac Papineau ΔS sont ajoutées (B). ΔES est calculé selon Q_e issu de la modélisation et ΔES % de la méthode par pourcentage. L'unité présentée est selon la superficie du lac et l'axe des abscisses représente les premières lettres des mois d'octobre à septembre.
4.1.6.2 Bilan hydrique mensuel

Les composantes du bilan hydrique mensuel (Figure 4.22) sont calculées en réalisant les sommes mensuelles de données journalières. Les apports par ruissellement de surface ont été définis selon la moyenne des débits maximaux (selon les valeurs de *PBIAIS*) et des débits minimaux (selon les valeurs de *PBIAIS* et des valeurs issues de la méthode par pourcentage). Une seule valeur médiane a donc été estimée à partir des deux méthodes utilisées. Pour l'évaporation, les valeurs correspondent à la moyenne entre l'évaporation potentielle de Penman (1948) adaptée par van Bavel (1966) et de l'évaporation d'une surface de référence à partir des taux mesurés au bac d'évaporation. À partir de la somme des variations de niveau du lac et des autres composantes, les valeurs mensuelles d'échange entre l'aquifère et le lac (ΔES) ont été calculées.

Les incertitudes, basées sur des approximations, sont également présentées afin d'évaluer si les valeurs de la composante eau souterraine semblent être significatives. Tel qu'il était possible d'observer avec le bilan hydrique journalier, les périodes de flux élevés correspondent principalement aux mois de novembre 2017 ainsi qu'avril et mai 2018. Les résultats montrent des apports d'eau souterraine variant entre 92 ± 64 et 364 ± 150 mm/mois pour les mois de novembre 2017 à mai 2018, et des pertes variant de 158 ± 85 à 102 ± 69 mm/mois au cours des mois d'août et septembre 2018. Les autres mois de cette année hydrologique montrent des flux entrants ou sortants d'eau souterraine pour lesquels l'incertitude est supérieure au flux. Le bilan mensuel permet donc de mieux visualiser le potentiel échange entre l'aquifère et le lac.



Figure 4.22 : Bilan hydrologique mensuel. Les apports verticaux, l'évaporation, les ruissellements de surface entrant et sortant, les variations du niveau du lac Papineau ainsi que les flux aquifère-lac sont respectivement représentés par AV, E, Qe, Qs, ΔS et ΔES . L'unité présentée est en lame d'eau selon la superficie du lac et l'axe des abscisses représente les premières lettres des mois d'octobre à septembre.

4.1.6.3 Bilan hydrique annuel

Les sommes des composantes mensuelles sur toute l'année hydrologique (Figure 4.23) permettent d'encore mieux visualiser l'importance de chacune de celles-ci. Les apports verticaux, correspondant ici aux précipitations totales tombées au cours de l'année hydrologique (aucun stockage de neige au début et à la fin de la période), représentent 20 ± 1 % des flux entrants totaux, alors que cette valeur est de 61 ± 8 % pour les apports par ruissellement de surface. Pour que la somme des flux entrants soit équivalente à celle des flux sortants, la composante eau souterraine restante est évaluée à 19 ± 18 % des apports totaux. Cette composante des flux entrants est donc très incertaine, due à

son incertitude, et ne peut être quantifiée de manière fiable avec le bilan hydrique. Par rapport à la somme des flux sortants, l'évaporation représente 5 ± 2 %, le ruissellement de surface sortant 93 ± 5 % et la variation d'emmagasinement 1 ± 2 %. C'est la somme des apports verticaux, de l'évaporation, des ruissellements de surface entrant et sortant ainsi que la variation d'emmagasinement qui a permis le calcul de la composante eau souterraine restante. Cependant, en raison de l'accumulation des incertitudes de tous les termes, cette valeur est très incertaine.



Figure 4.23 : Importances des composantes du bilan de l'année hydrologique et présentation de la valeur de l'échange entre l'eau souterraine et le lac pour 2017-2018. Les pourcentages verts représentent l'importance relative des flux entrants alors que les pourcentages rouges l'importance des flux sortants selon la somme leurs sommes respectives (égale, car la prise en compte du calcul de ΔES permet de fermer le bilan).

Le lac Papineau se trouvant en milieu tempéré et l'évaporation ne représentant que 5 % de la somme des flux sortants, il semble que la dynamique hydrique du lac Papineau dépend principalement des précipitations et du ruissellement de surface. Le temps de résidence de l'eau serait donc relativement court.

4.1.7 Échanges eau souterraine-lac

Pour valider la composante d'eau souterraine dans l'équation du bilan hydrique, les niveaux de nappe dans le roc fracturé et la méthode de segmentation (Rosenberry et al., 2008) ont été utilisés, tout comme les interactions eau souterraine-lac aux sites instrumentés.

4.1.7.1 Aquifère de roc fracturé

Sur le territoire Kenauk, les puits Hidden et Pumpkinseed ne sont pas utilisés l'hiver en raison de l'enneigement des routes. Les pompes installées dans ces puits ne fonctionnent donc pas durant cette période, de la première semaine de novembre 2017 à la première semaine de mai 2018. Le puits Des Cèdres, situé également au nord du territoire, ne dispose pas de pompe. Son niveau est donc représentatif du niveau réel de la nappe dans ce secteur pour l'ensemble de la chronique. Tous les autres puits sont affectés par le pompage tout au long de l'année.

Afin de retirer une partie de l'effet du pompage des chroniques, les maximums mobiles sur une fenêtre de 24 h ont été appliqués sur les niveaux des puits Lansbergen, Hidden, Pumpkinseed, Monaco, Makwa et Papineau (annexe A). En effectuant ces corrections, les niveaux de ces puits semblent tout de même être généralement sous-estimés en raison des pompages, notamment au cours de l'été. À la suite des essais de pompage, des transmissivités de $7,87x10^{-7}$ et $6,25x10^{-6}$ m²/s ont été calculées par la méthode de Cooper et Jacob (1946) pour les puits Des Cèdres et Papineau 2. Les gradients hydrauliques maximaux, entre les puits et le niveau du lac, enregistrés aux sept puits varient entre -0,029 et 0,103 (moyenne 0,034). En appliquant les épaisseurs des aquifères selon les niveaux moyens enregistrés à tous les puits et des profondeurs moyenne et maximale du lac (calculées à partir de la bathymétrie), des valeurs de conductivité hydraulique entre $7x10^{-9}$ et $3,5x10^{-7}$ m/s sont obtenues. Considérant le périmètre du lac à 6,5 km (voir section 3.3.5.2), un résumé des flux a été calculé selon

les niveaux mesurés aux différents puits et les deux profondeurs d'aquifère testées, soit la profondeur moyenne de 18,5 m et la profondeur maximale de 89,0 m (Figure 4.24). Les flux déterminés selon les conductivités hydrauliques mesurées varient entre -2,7 et 38,4 mm/an selon la superficie du lac Papineau. Les valeurs les plus importantes correspondent aux puits Hidden et Lansbergen où des maximums de 10,2 et 38,4 mm/an sont calculés, alors que les autres puits disposent de flux plutôt faibles (-2,7 à 2,7 mm/an). En utilisant la conductivité hydraulique de 3×10^{-6} m/s suggérée dans Comeau et al. (2013) pour le roc fracturé de la province géologique de Grenville, des flux beaucoup plus importants sont obtenus (-24,2 à 343,3 mm/an). En moyenne, des apports d'eau souterraine de 2,5 à 66,6 mm/an sont estimés selon les conductivités hydrauliques mesurées à la suite des essais de pompage et celles utilisées comme référence pour le roc en place dans Comeau et al. (2013).



Figure 4.24 : Flux estimés à chacun des puits instrumentés entre l'aquifère et le lac. ES_{min} , ES_{moy} et ES_{max} représentent les valeurs minimale, moyenne et maximale des flux d'eau souterraine estimés à partir des conductivités hydrauliques mesurées *in situ*. Les losanges verts illustrent ces flux, dont la valeur pour le puits Lansbergen est de 343,3 mm/an, selon une conductivité hydraulique de 3,0x10⁻⁶ m/s (Comeau et al., 2013). Les valeurs sont reportées en lame d'eau par rapport à la superficie du lac.

Ces estimations sont bien entendu entachées de plusieurs incertitudes. Les flux estimés par les puits situés à proximité du lac sont imprécis étant donné les faibles valeurs de gradient hydraulique (< 0,1) comparativement à l'incertitude de quelques dizaines de centimètres du niveau des nappes déterminé à partir des données LiDAR. Ces incertitudes s'ajoutent à celle causée par l'épaisseur de l'aquifère choisie, où une

variation des flux de 21 % a été calculée entre l'utilisation des valeurs de profondeurs moyenne et maximale (18,5 et 89,0 m) du lac. De plus, une grande incertitude provient des conductivités hydrauliques mesurées lors des essais de pompage. Cette propriété physique des aquifères montre souvent de fortes variabilités spatiales (Larocque et al., 2009) et la mesure en deux endroits pourrait ne pas représenter la conductivité hydraulique moyenne du roc fracturé. Malgré ces nombreuses incertitudes, les apports d'eau souterraine déterminés par les niveaux de nappe des puits instrumentés et les différentes valeurs de conductivité hydraulique semblent nettement moins importants que le bilan net auquel les variations de niveaux du lac sont soustraites. Le flux maximum évalué (343 mm/an au puits Lansbergen) ne représente que 32 % de cette dernière.

4.1.7.2 Sites instrumentés

Les coupes stratigraphiques des sites « Tourbière », « Marécage », « Aulnaie » et « Boileau » (annexe C) permettent de constater des variations de la composition des sédiments recouvrant le roc. Pour le premier site (Figure C.1), en amont de la tourbière, la stratification de sable fin à limon argileux représente une épaisseur allant jusqu'à 1,7 m. Sous ces sédiments, une couche d'argile compacte recouvre le roc. La tourbière elle-même est composée de plus de 6,3 m de matière organique à certains endroits et repose sur la couche d'argile compacte. L'épaisseur de cette couche d'argile n'a pu être déterminée. Le site « Marécage » (Figure C.2) dispose de sédiments plus grossiers en amont, correspondant à un maximum de 1,6 m de sable moyen à limoneux. Contrairement au site précédent, une couche de sable grossier à fin recouvre le roc jusqu'à une épaisseur de 1,9 m juste en aval du marécage. Ce dernier dispose d'environ 1,3 m de matière organique déposée sur une mince couche d'argile discontinue de moins de 1 m d'épaisseur. Le site « Aulnaie » (Figure C.3) est plus grand que les autres, et est composé d'une couche d'argile compacte allant jusqu'à un peu plus de 1 m, s'amincissant un peu plus en aval dans le milieu humide. À cet endroit, l'argile est recouverte d'environ de moins de 1 m de sable fin et de limon au-dessus desquels se retrouve une couche de matière organique atteignant plus de 1 m en aval de la coupe. Sous la couche d'argile se trouve un matériel très peu compact de mélange allant de sable fin à de l'argile. Ce matériel fait plus de 6,3 m près de la pointe vers le lac (sa profondeur n'a pu être déterminée). Finalement, le site « Boileau » (Figure C.4) est composé principalement d'une épaisseur de plus de 2,2 m de sable fin à moyen. Un muret d'environ 1,5 m fait la transition entre la berge et le lac et le roc affleure à environ 13 m en amont de celui-ci.

Les niveaux de nappe enregistrés par les sondes installées dans les piézomètres ont permis l'approximation de l'apport d'eau souterraine maximale aux trois sites en milieux humides pour les mois de juillet à octobre 2018 à partir de l'équation de Darcy (Tableau 4.2). Pour les sites « Tourbière » et « Marécage », les gradients hydrauliques entre les piézomètres près du lac et le niveau de celui-ci ont été utilisés. Pour le site « Aulnaie », les gradients hydrauliques entre le piézomètre et la pointe ont servi au calcul de cet apport. L'équation de Beyer (1964) a permis d'estimer les valeurs de conductivité hydraulique selon les analyses granulométriques (Figure 4.25). Le site Boileau possède des sédiments plus grossiers que les sites milieux humides. Au site « Marécage », toutes les strates échantillonnées sont formées d'une granulométrie semblable plus fine qu'au site « Boileau ». Les autres sites montrent des sédiments plus diversifiés, mais tout de même un peu plus fins en moyenne. À partir des tailles des grains maximales de chacun des sites milieux humides correspondant aux pourcentages retenus cumulés de 10 et 60 %, les conductivités hydrauliques ont été calculées, dont les valeurs les plus élevées sont de 2,9x10⁻⁷, 1,4x10⁻⁶ et 4,1x10⁻⁶ m/s pour les sites « Tourbière », « Marécage » et « Aulnaie ». Celles-ci correspondent à du sable très fin à limoneux grossier à argileux (Musy et Soutter, 1991).



Figure 4.25 : Résultats des analyses au granulomètre laser. Les données des différents sites ont été classées par couleurs et les pourcentages retenus cumulés utilisés pour le calcul de la conductivité hydraulique (Beyer, 1964) sont représentés par les lignes pointillées.

Les superficies de chacune des sections pour le calcul du volume d'écoulement d'eau souterraine selon Darcy ont été estimées en multipliant l'épaisseur de l'aquifère au piézomètre le plus près du lac par une largeur d'un mètre afin de pouvoir comparer les valeurs d'un site à l'autre. En moyenne, les apports d'eau souterraine sont les plus faibles au site « Tourbière » et les plus élevés au site « Aulnaie ». De juillet à octobre 2018, ce sont les deux derniers mois qui semblent correspondre à des flux plus importants, tandis que les plus faibles sont au mois d'août.

Mois	ES_e (m ³ /m/mois)		
	Tourbière	Marécage	Aulnaie
Juillet	0,13	0,24	0,73
Août	0,06	0,28	0,72
Septembre	0,09	0,40	1,07
Octobre	0,13	0,49	1,24

Tableau 4.2 : Apport d'eau souterraine mensuel estimé par l'équation de Darcy aux sites en milieux humides, par mètre de rive

En divisant ces volumes par la superficie totale du lac, le flux total d'eau souterraine provenant des trois sites pour ces quatre mois correspond à 0,14 mm (calcul tenant

compte de la largeur respective des trois milieux humides, soit 135, 130 et 435 m). En extrapolant cette valeur à la proportion des berges du lac Papineau qui sont occupées par des milieux humides riverains (9,2 km), sans tenir compte du type de milieu, l'apport total d'eau souterraine est de 14,6 mm/an, ce qui est faible en comparaison aux autres termes du bilan hydrique. Cette valeur ne représente qu'un peu plus de 1 % du flux d'eau souterraine entrant au lac estimé par la composante résiduelle du bilan hydrique ΔES (Figure 4.23). En extrapolant pour toutes les berges du lac (98,1 km) afin d'obtenir une idée du maximum théorique de ce flux, l'apport total est de 156,5 mm/an, ce qui représente 14 % de cette composante résiduelle. Comme les niveaux piézométriques ayant servi à l'estimation du flux d'eau souterraine entrant aux milieux humides instrumentés ne correspondent qu'à la période estivale, il est possible que ces gradients soient sous-estimés.

Les infiltromètres ont été installés de manière à mesurer directement le flux d'eau traversant l'interface lac-sédiments aux sites «Tourbière», «Marécage» et « Boileau » (Figure 4.26B). Les valeurs ont été extrapolées pour une année complète en supposant des flux constants. Des flux négatifs (le lac alimentant l'aquifère) ont été obtenus pour le site de « Boileau » tandis que des flux positifs (l'aquifère alimentant le lac) ont été trouvés pour le site « Tourbière ». Les pertes au site « Boileau » sont évaluées à 255 mm/an, ce qui est relativement élevé. Les deux autres où les infiltromètres ont été installés montrent de plus faibles valeurs, soit, 77 et -14 mm/an. Les résultats des analyses du radon-222 suggèrent l'absence d'apport d'eau souterraine au site « Boileau » tandis que, pour les trois autres sites instrumentés, la présence de radon-222 dans l'eau du lac indique un apport d'eau souterraine. Le site « Tourbière » est celui où la plus grande activité en radon-222 a été mesurée (0,101 Bq/L) tandis qu'une activité faible en radon-222 a été mesurée au site « Aulnaie » (0,008 Bq/L). En comparant ces apports maximaux $Q_{piézo}$ avec les résultats obtenus des infiltromètres Qinf et des analyses de l'activité du radon-222 (Figure 4.26), un portrait général de l'interaction eau souterraine-milieux humide-lac a pu être réalisé. Pour rappel, aucun

piézomètre n'a pu être installé au site « Boileau » et les infiltromètres n'ont pu être fixés dans les sédiments au site « Aulnaie ».



Figure 4.26 : Comparaison des flux estimés à partir des piézomètres (A) et des infiltromètres et des activités ²²²Rn (B) aux quatre sites instrumentés.

Les flux estimés par les piézomètres sont liés aux précipitations et à la largeur de chacune des sections selon la superficie couverte par le milieu humide. Ces flux se distinguent par leurs faibles valeurs, n'atteignant qu'un maximum de 0,35 mm/an d'apport au lac au site « Aulnaie » comparativement à une perte mesurée par les infiltromètres de plus de 250 mm/an au site « Boileau ». Cette dernière valeur correspond d'ailleurs bien avec l'absence d'activité au ²²²Rn observée à ce site. En portant une attention particulière à la morphologie du site (Figure 2.4; Figure 4.27), il semble probable que le lac Papineau alimente la nappe dans ce secteur.



Figure 4.27 : Topographie de la zone d'étude (A) et détaillée du site "Boileau" ainsi que les directions potentielles des flux d'eau souterraine (B).

En effet, il est possible de constater une baisse de la topographie sous le niveau du lac Papineau pour le territoire au nord-est de la limite du bassin versant. La présence de sédiments deltaïques, prodeltaïques et alluvionnaires plutôt grossiers à cet endroit (cf. sous-section 2.2.2) suggère elle aussi une zone de perte d'eau possible du lac par infiltration dans le secteur Boileau.

L'ensemble des méthodes de quantification des flux entre l'eau souterraine et celle du lac ne représentent qu'une fraction de la composante résiduelle du bilan hydrique annuel (moins de 32 %). En tenant compte de l'importance de l'incertitude de cette valeur, il semblerait que le lac Papineau ait reçu moins de 1088 mm d'apport d'eau souterraine, mais suffisamment pour compenser les potentielles pertes mesurées au site « Boileau » au cours de l'été 2018. Un récapitulatif du bilan hydrique, y compris les

valeurs d'apport d'eau souterraine estimées à partir des niveaux de nappe de l'aquifère de roc fracturé et aux sites milieux humides, est présenté à l'annexe D.

4.2 Conditions hydrologiques passées

À partir des données de débits à l'exutoire du lac Papineau, de précipitations et de températures disponibles pour 2017 et 2018, et grâce aux données disponibles depuis 1965, les conditions hydrologiques ont pu être simulées à partir de 1965. Les résultats seront présentés dans les prochaines sous-sections.

4.2.1 Apports verticaux

Les précipitations annuelles totales ainsi que la répartition entre les précipitations liquides et solides, selon le calcul des fractions neigeuses à partir des températures minimales et maximales (Turcotte et al., 2007), sont illustrées à la Figure 4.28 entre 1965 et 2018. Les précipitations liquides varient entre 482 et 979 mm/an, et les précipitations solides entre 142 et 376 mm/an. Les précipitations totales, quant à elles, varient de 717 à 1238 mm/an.



Figure 4.28 : Précipitations annuelles totales (noir), liquides (bleu) et solides (gris) pour les années 1965 à 2018. Les lignes pointillées représentent les courbes de tendance linéaire de chacune des chroniques.

Une courbe de tendance linéaire permet de déterminer que les précipitations annuelles totales et liquides augmentent respectivement de 3,5 et 4,1 mm/an tandis que les précipitations solides diminuent de 0,5 mm/an. L'analyse de tendance Mann-Kendall révèle que les précipitations liquides et totales augmentent significativement pendant la période analysée (p=0,00005 et 0,0002), contrairement aux précipitations neigeuses dont la tendance à la baisse n'est pas significative (p=0,45).

Les précipitations mensuelles des années 2016-2017 et 2017-2018 ont été comparées aux valeurs disponibles depuis 1965 (Figure 4.29). Ces informations permettent de mieux visualiser les valeurs actuelles à partir de la répartition à long terme des précipitations sur toute la période. L'année hydrologique 2016-2017 présente des mois plus contrastés et des valeurs très élevées en avril et mai, correspondant à la fonte du couvert de neige. La précipitation totale pour cette année est de 1153 mm.





De plus, la moyenne des écarts mensuels de cette même année avec la moyenne depuis 1965 est de 53 %, alors qu'elle est de 28 % pour l'année hydrologique 2017-2018, qui a reçu une précipitation totale de 1189 mm. L'année 2016-2017 a reçu beaucoup de précipitations en février, avril et mai comparativement à la moyenne depuis 1965, tandis qu'en 2017-2018, ce sont les mois de janvier, février et septembre qui se distinguent de la moyenne à long terme.

4.2.2 Débits sortants

Pour simuler les pertes par le ruissellement de surface du lac Papineau, 50 réseaux de neurones artificiels ont été utilisés, choisit chacun parmi 1500 configurations différentes de 1 à 15 neurones cachés et de 1 à 100 périodes d'entraînement ou répétitions. Les 50 configurations choisies pour tous les essais sont représentées à la Figure 4.30.



Figure 4.30 : Architectures (nombre de neurones et de répétitions) sélectionnées selon les meilleurs critères NS pour les 50 essais.

Le nombre de répétitions est dépendant du nombre de neurones cachés utilisé, ce qui rend difficile l'explication de la répartition des configurations. Sur les 50 essais, la moyenne du *NS* est de 0,75 alors que les valeurs minimale et maximale sont respectivement de 0,72 et 0,79.

La moyenne des 50 essais dont les configurations (Figure 4.30) offraient de meilleures performances selon le critère *NS* a permis l'estimation d'une seule chronique de débits

simulés. En comparant ceux-ci aux débits mesurés lors des phases d'entraînement et de validation du modèle (Figure 4.31), la performance globale a été évaluée. Les forts débits sont bien représentés par le modèle. Toutefois, les faibles débits sont surestimés au cours de l'été 2018 à la phase de validation.



Figure 4.31 : Débits à l'exutoire du lac Papineau mesurés (noir) et simulés (rouge) pour la phase d'entraînement (pointillé) et de validation (pleine) par un ensemble de réseaux de neurones.

Pour la période de validation, un NS de 0,77 et un RSR de 0,48 suggère que la performance du modèle est satisfaisante même s'il y a une surestimation des valeurs simulées à l'été 2018. Le PBIAIS de 11,3 % signifie qu'il y a une surestimation des débits simulés sur l'ensemble de la période de validation. Tel que décrit précédemment, l'année hydrologique 2016-2017 est très différente de celle de 2017-2018, notamment au niveau des précipitations, ce qui a une conséquence directe sur la totalité des apports au lac. Malgré ce contraste et la courte chronique des valeurs observées, l'entraînement du réseau de neurones de janvier 2016 à novembre 2017 permet tout de même de bien représenter la plupart des petites crues et l'épisode de fonte du couvert de neige d'avril et mai 2018. Il est cependant important de considérer que les débits simulés avant l'année 2016 ne tiennent pas en compte la présence d'un barrage à l'exutoire servant à contrôler le niveau du lac depuis 1975. Celui-ci risque d'avoir eu un impact considérable sur les débits, ce qui augmente les incertitudes face à ces simulations.

Les débits sortants, rapportés à la superficie du bassin versant du lac Papineau, varient de 550 à 993 mm/an. Depuis 1965, il y a une augmentation des débits simulés de 0,9 mm/an, une valeur intermédiaire entre la hausse des précipitations et des apports totaux de surface. Cependant, cette augmentation n'est pas considérée significative (p=0,48). La plupart des variations interannuelles de débits sortants et de ruissellement de surface sont représentées par les deux chroniques même si les apports sont considérablement plus faibles que les pertes (Figure 4.32).



Figure 4.32 : Débits sortants rapportés selon la superficie du bassin versant (ligne noire) et précipitations annuelles (barres bleues) de 1965 à 2017.

Les débits sortants minimums, moyens et maximums des années 2016-2017 et 2017-2018 ont été comparés à celles des années hydrologiques de 1965 à 2018 (Figure 4.33). L'année hydrologique 2016-2017 se distingue encore une fois par ses débits élevés estimés au printemps pendant la période de fonte, notamment pour le mois d'avril qui est près de la valeur maximale depuis 1965. Sur toute l'année, les valeurs ne diffèrent que de 29% en moyenne des valeurs moyennes passées. Cependant, les valeurs de 2017-2018 diffèrent d'une manière plus importante de celles-ci (49% en moyenne). Les événements pluvieux d'octobre à novembre 2017 semblent d'ailleurs avoir été d'une amplitude anormalement élevée, soit la valeur maximale pour le mois de novembre depuis 1965. Les pertes de surface annuelles sont plus importantes au cours de ces deux années hydrologiques récentes, soit près de 790 et 900 mm comparativement à une valeur de moins de 720 mm pour l'ensemble de la chronique passée.



Figure 4.33 : Débits sortants mensuels, rapportés selon la superficie du bassin versant, des années hydrologiques 2016-17 et 2017-18 comparées aux valeurs minimales, moyennes et maximales des années hydrologiques de 1965 à 2018.

4.2.3 Température et évapotranspiration

Les températures moyennes jouent également un rôle important dans la dynamique hydrique du bassin versant du lac Papineau, notamment en contrôlant l'évaporation, la transpiration ainsi que l'accumulation et la fonte de la neige sur l'ensemble du bassin versant. La température annuelle moyenne varie de 3,3 à 6,4 °C et l'ETP sur le bassin versant varie de 531 à 622 mm/an (Figure 4.34). Les variations interannuelles de l'évapotranspiration potentielle correspondent bien aux variations des températures annuelles moyennes. Les deux séries augmentent de manière significative, respectivement de 0,8 mm/an et de 0,03 °C/an (p=0,00002 et 0,000004). Cette augmentation de la température est cohérente avec le contexte de réchauffement climatique des dernières années. D'ailleurs, entre 1951 et 2012, l'augmentation de la température globale à la surface de la Terre serait entre 0,008 et 0,014 °C/an (GIEC, 2014). De plus, au nord-est du Canada, une augmentation de 1,51 ± 0,76 °C entre 1850 et 2000 a été estimée par Pickler et al. (2016), ce qui représente un taux de 0,01 °C/an. Un taux de 0,03 °C/an semble donc réaliste.



Figure 4.34 : Températures annuelles moyennes (noir) et évapotranspiration potentielle totale (orange) selon Oudin et al. (2005) pour les années 1965 à 2018.

L'évapotranspiration réelle (P-Q) de 1965 à 2017 sur le bassin versant du lac Papineau (Figure 4.35) est estimée en calculant la différence entre les précipitations et les débits sortants à l'exutoire du lac. L'ETR varie de 42 à 465 mm/an. Une faible valeur telle que 42 mm/an, correspondant à l'année 1974, serait vraisemblablement causée par une sous-estimation des précipitations. Plusieurs données manquantes seraient d'ailleurs associées à ce moment à la suite de l'analyse des données journalières des précipitations passées.



Figure 4.35 : Évapotranspiration réelle estimée à partir des précipitations totales et des débits totaux simulés à l'exutoire du bassin versant du lac Papineau.

En moyenne pour cette période, les valeurs augmentent significativement de 2,4 mm/an (p=0,004), ce qui représente un taux plus élevé que pour

106

l'évapotranspiration potentielle estimée (0,8 mm/an). De 1965 à 2017, le ratio de l'*ETR* sur l'*ETP* est de 42 % en moyenne avec un écart-type de 14 %.

Les valeurs moyennes mensuelles de température ont été estimées et comparées à celles des années hydrologiques 2016-2017 et 2017-2018 (Figure 4.36). Les mois de l'année 2016-2017 sont en moyenne plus chauds de 1,5 °C que les normales moyennes. Ceci serait notamment dû aux mois de janvier et février qui sont 5,0 et 4,1 °C de plus que ces normales. Les mois de l'année 2017-2018, de leur côté, ne sont que de 1,0 °C plus élevés par rapport aux normales moyennes. Les températures moyennes annuelles de ces deux années hydrologiques sont respectivement de 6,2 et 5,7 °C alors que celle des années 1965 à 2018 est de 4,7 °C.





À la suite de ces résultats, il est probable que l'augmentation de température des dernières décennies a un impact sur la dynamique du bassin versant. Le ruissellement de surface plus important pour les années 2016 à 2018, y compris durant les mois d'hiver, pourrait augmenter de façon encore plus considérable au cours des prochaines années si cette tendance se poursuit.

4.3 Résilience du bassin versant

Les résultats obtenus jusqu'à présent ont été utilisés afin d'estimer la résilience du bassin versant aux changements climatiques. En effet, les données mesurées et simulées depuis 1965 ont été comparées à la courbe de référence de Zhang et al. (2001) et l'évaluation de l'élasticité du bassin versant du lac Papineau a été réalisée par la suite.

4.3.1 Indices d'évaporation et de sécheresse

Les indices d'évaporation et de sécheresse ont été estimés pour les années hydrologiques de 1965 à 2018 à l'aide de l'ETP estimée avec la méthode Oudin et al. (2005), à l'aide des débits mesurés pour les années récentes et des débits simulés par l'ensemble de réseaux de neurones artificiels pour les années antérieures à 2016 (Figure 4.32).

Ces indices ont été comparés graphiquement par rapport à la courbe de référence Budyko (Figure 4.37) dont le coefficient de disponibilité de l'eau aux végétaux a été fixé à 2 comme suggéré par Creed et al. (2014). La séparation des données en trois groupes de 15 ans (couleurs différentes) montre la présence d'une augmentation des indices d'évaporation dans le temps, tandis que les indices de sécheresse sont relativement constants depuis 1965. L'augmentation des indices d'évaporation indique que l'évapotranspiration réelle augmente suffisamment, par rapport aux précipitations, pour produire un changement dans le cycle hydrique du bassin versant du lac Papineau.



Figure 4.37 : Représentation graphique des indices d'évaporation et de sécheresse selon la courbe Budyko. Les valeurs ont été séparées en trois groupes selon les périodes 1965-1980, 1981-1995 et 1996-2018 et illustrées selon différentes teintes de bleues. Les moyennes de ces périodes sont représentées en jaune, orange et rouge.

4.3.2 Élasticité

Pour une période donnée, l'élasticité peut être estimée par le rapport de la gamme d'indices de sécheresse sur les changements d'indices d'évaporation en se fiant à la courbe de référence, tel que calculée par l'équation 3.27. De 1965 à 2018, une élasticité de 0,85 a été calculée pour le bassin versant du lac Papineau, suggérant ainsi que la résilience de la zone d'étude face aux modifications du climat est relativement faible (< 1,0). En calculant l'élasticité sur des intervalles plus courts, soit de 1965 à 1980, 1981 à 1995 et 1996 à 2018, les valeurs respectives obtenues sont de 0,66, 0,91 et 0,84. Malgré ces variations, les élasticités calculées sont relativement près de la valeur sur l'ensemble de la période, suggérant également une résilience faible du bassin versant du lac Papineau.

Bien que ces résultats semblent plausibles, de nombreuses incertitudes entrent en cause lors des différentes étapes du calcul de ces valeurs. Tout d'abord, les débits utilisés pour l'estimation des indices d'évaporation ont été générés par réseau de neurones et ne prennent pas en compte la présence de seuil régulant le niveau du lac avant 2016. L'évapotranspiration potentielle calculée avec la méthode d'Oudin et al. (2005) est également une approximation pouvant lisser les valeurs (voir section 4.1.5.2). De plus, les précipitations utilisées proviennent de la station NDdlP située à 16,8 km du lac Papineau. Des variations spatiales des précipitations pourraient ajouter des erreurs aux estimations. Finalement, certaines années montrent des valeurs d'évapotranspiration réelle très faibles et peu réalistes, qui semblent être dues à plusieurs données manquantes de précipitations.

CHAPITRE V

CONCLUSION

L'objectif principal de ce projet était de comprendre la dynamique hydrique actuelle et passée d'un lac de grande dimension situé sur le Bouclier canadien, soit le lac Papineau qui se trouve en grande partie sur la réserve naturelle privée Kenauk Nature dans la région de l'Outaouais. Les objectifs spécifiques étaient 1) de quantifier le bilan hydrique du lac pour les conditions actuelles, 2) de mesurer les flux échangés entre l'aquifère et le lac et 3) d'utiliser les données hydrométéorologiques historiques pour comprendre le bilan hydrique passé du lac.

Des mois d'octobre 2017 à septembre 2018, les précipitations (1189 \pm 83 mm) représentent 20 \pm 1 % de la somme des apports, alors que ces valeurs sont de 61 ± 8 % pour le ruissellement de surface (3581 \pm 489 mm) et de 19 \pm 18 % pour l'eau souterraine (1088 \pm 1063 mm). Par rapport à la somme des pertes, considérée égale à celle des apports, l'évaporation (314 \pm 98 mm) représente 5 \pm 2 %, le ruissellement de surface (5461 \pm 273 mm) 93 \pm 5 % et la variation d'emmagasinement (83 \pm 120 mm) 1 \pm 2 %. L'incertitude sur les flux d'eau souterraine ne permet pas de confirmer hors de tout doute la présence d'un apport considérable souterrain sur l'ensemble de l'année. Cependant, le bilan hydrique mensuel présente tout de même des apports importants pour les mois de novembre 2017 à mai 2018 en comparaison aux valeurs nulles ou aux faibles pertes souterraines pour le reste de l'année. Le suivi des apports souterrains au niveau de trois milieux humides de typologies différentes et au niveau d'un secteur dans la portion nord du lac ont apporté des précisions sur l'ampleur et la direction des échanges aquifère-lac. Tous ces résultats suggèrent que l'eau souterraine joue un rôle non négligeable dans la dynamique hydrique du lac et confirment les deux premières hypothèses de recherche.

L'étude des conditions hydrologiques passées a permis de mettre en évidence des augmentations annuelles significatives de précipitations totales et de températures moyennes annuelles pour la période de 1965 à 2018. L'augmentation des précipitations engendrerait également des augmentations significatives du ruissellement entrant au lac et des débits à son exutoire. À partir des chroniques annuelles de précipitations, de débits sortants et d'évapotranspiration potentielle pour la période étudiée, une élasticité moyenne de 0,85, une valeur qui reflète une résilience relativement faible, a été estimée pour le bassin versant du lac. La dynamique hydrique du lac Papineau serait donc sensible aux perturbations climatiques. Cette valeur d'élasticité est toutefois empreinte d'incertitudes difficiles à quantifier. Bien qu'ils ne puissent être contre-validés à partir d'autres informations, ces résultats démontrent la possibilité de reproduire les débits historiques pour étudier la réactivité à long terme du bassin versant du lac Papineau, ce qui confirme la troisième hypothèse de recherche.

L'approche par bilan hydrique peut sembler le meilleur moyen pour déterminer l'échange net entre l'eau souterraine et celle du lac Papineau. Cependant, cette méthode présente des limites importantes. Notamment, elle ne donne pas d'information par rapport à la spatialisation des interactions aquifère-lac et il est difficile d'estimer précisément chacune de ses composantes, notamment les apports par ruissellement de surface, les apports d'eau souterraine et l'évaporation. L'utilisation des données récoltées aux puits forés dans les aquifères de roc fracturé et aux sites instrumentés autour du lac a permis d'identifier une zone d'exfiltration d'eau au nord-est du bassin versant et d'obtenir une valeur d'apport d'eau souterraine considérablement plus faible que celle estimée par bilan hydrique. Considérant l'importance des apports par ruissellement de surface, le maintien du suivi hydrologique à plus long terme permettra de réduire considérablement les incertitudes sur ces résultats. De plus, considérant la variabilité spatiale des propriétés physiques de la zone étudiée, l'utilisation d'une modélisation hydrologique intégrée permettra de confirmer la dynamique hydrique du lac et du bassin versant (thèse de doctorat de James Harris en cours à l'UQAM) et d'anticiper les impacts des changements climatiques et d'utilisation du territoire. Le suivi à long terme de la zone d'étude permettra également de confirmer les résultats obtenus avec l'analyse des indices d'évaporation et de sécheresse obtenus à l'aide des débits historiques.

Ce projet a permis de récolter une grande quantité de données sur un lac de taille intermédiaire du Bouclier canadien jusqu'ici peu étudié d'un point de vue hydrologique et hydrogéologique. En plus des nouvelles données acquises, qui sont notamment utilisées pour la calibration de modèles spatialement distribués, de nombreuses connaissances permettent de mieux comprendre la dynamique hydrologique passée et actuelle du lac Papineau. Ces nouvelles connaissances, et celles qui seront acquises dans les prochaines années à la suite de cette recherche, permettront aux propriétaires des terrains adjacents au lac d'adapter leur mode de gestion du territoire pour mieux le protéger, notamment dans un contexte de changements climatiques. De plus, elles permettront d'émettre des recommandations dans le cadre de futures constructions de routes et de bâtiments près du lac Papineau ou de l'exploitation de ressources forestières sur son bassin versant. Ces connaissances pourront être utilisées dans l'analyse des résultats des travaux de recherche sur la biodiversité des milieux humides riverains du lac Papineau menés par l'équipe de l'IRBV et de l'UOTR, et également être considérées pour la gestion d'autres lacs en milieu tempéré de tailles et de contextes géologiques semblables.

ANNEXE A

NIVEAUX DE NAPPE DANS LES PUITS INSTRUMENTÉS



Figure A.1 : Élévation des nappes des puits instrumentés par rapport à celle du lac Papineau.

ANNEXE B

EMPLACEMENT DES INSTRUMENTS AUX SITES INSTRUMENTÉS





Figure B.2 : Emplacement des instruments au site "Marécage".



Figure B.3 : Emplacement des instruments au site "Aulnaie".



Figure B.4 : Emplacement des instruments au site "Boileau".

118

ANNEXE C

COUPES STRATIGRAPHIQUES DES SITES INSTRUMENTÉS



Figure C.1 : Coupe stratigraphique du site "Tourbière".



Figure C.2 : Coupe stratigraphique du site "Marécage".



Figure C.3 : Coupe stratigraphique du site "Aulnaie".



Figure C.4 : Coupe stratigraphique du site "Boileau".

120

ANNEXE D

RÉCAPITULATIF DE CHACUNE DES COMPOSANTES DU BILAN HYDRIQUE



Figure D.1 : Schématisation des composantes du bilan hydrique du lac Papineau et importance de chacune d'elles, en termes de pourcentages par rapport à la somme des flux sortants, au cours de l'année hydrologique 2017-2018. Les valeurs entre parenthèses associées à la composante eau souterraine représentent les pourcentages respectifs des flux maximaux estimés à partir des niveaux de nappe de l'aquifère de roc fracturé et des sites milieux humides.

122

.

.

RÉFÉRENCES

- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D. et Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and drainage, 56 p.
- Arnoux, M., Gibert-Brunet, E., Barbecot, F., Guillon, S., Gibson, J. et Noret, A. (2017). Interactions between groundwater and seasonally ice water stable isotopes and radon covered lakes: Using 222 multilayer mass balance models. Hydrological Processes, 31(14), 2566-2581.
- Berry, W. M. et Stichling, W. (1954). Evaporation from lakes and reservoirs in the northern plain's region of North America. IUGG General Assembly at Rome, IASH, 38, 121-134.
- Berthot, L., Pinti, D. L., Larocque, M., Gagné, S., Ferlatte, M. et Cloutier, V. (2016). Exploring ²²²Rn as a tool for tracing groundwater inflows from eskers and moraines into slope peatlands of the Amos region of Quebec, Canada. Journal of environmental radioactivity, 164, 344-353.
- Beyer, W. (1964). On the determination of hydraulic conductivity of gravels and sands from grain-size distributions. Wasserwirtschaft-wassertechnik, 14(6), 165-169.
- Bournival, P., Varin, M. et Fink, J. (2017). Validation d'une méthode semi-automatisée de détection des milieux humides à partir du lidar aéroporté. Centre d'enseignement et de recherche en foresterie de Sainte-Foy inc. (CERFO). Rapport 2017-01, Sainte-Foy, Canada, 44 p.
- Boyle, D. R. (1994). Design of a seepage meter for measuring groundwater fluxes in the non littoral zones of lakes Evaluation in a boreal forest lake. Limnology and Oceanography, 39(3), 670-681.
- Budyko, M. I. (1971). Climate and life, English edition, Miller, D. H., ed.: New York, Academic Press, 508 p.
- Calder, I. R. et Neal, C. (1984). Evaporation from saline lakes: a combination equation approach. Hydrological Sciences Journal, 29(1), 89-97.

- Campbell Scientific (2016). TE525 Texas Electronics Tipping Bucket Rain Gages Instruction Manual, 31 p.
- Campolo, M., Andreussi, P. et Soldati, A. (1999). River flood forecasting with a neural network model. Water resources research, 35(4), 1191-1197.
- Canards Illimités Canada (CIC) et le ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques (MDDELCC) (2017). Cartographie détaillée des milieux humides du territoire des basses-terres de l'Outaouais et ses environs - Données géographiques. Québec, Canada, 52 p.
- Carlier, M. (1998). Hydraulique générale et appliquée. Direction des études et recherches d'Électricité de France (EDF), Paris, Eyrolles, 582 p.
- Carroll, A. R. et Bohacs, K. M. (1999). Stratigraphic classification of ancient lakes: Balancing tectonic and climatic controls. Geology, 27(2), 99-102.
- Castonguay, S. et Nadeau, L. (2012). Géologie simplifiée de la région de Québec. Commission géologique du Canada, Dossier public 7086.
- Cerdan, O., Le Bissonnais, Y., Govers, G., Lecomte, V., Van Oost, K., Couturier, A., King, C. et Dubreuil, N. (2004). Scale effect on runoff from experimental plots to catchments in agricultural areas in Normandy. Journal of hydrology, 299(1-2), 4-14.
- Comeau, G., Talbot Poulin, M. C., Tremblay, Y., Ayotte, S., Molson, J., Lemieux, J. M., Montcoudinol, N., Therrien, R., Fortier, R. Therrien, P. et 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, Québec, Canada, 311 p.
- Cook, C. et Bakker, K. (2012). Water security: Debating an emerging paradigm. Global environmental change, 22(1), 94-102.
- Cook, P. G., Wood, C., White, T., Simmons, C. T., Fass, T. et Brunner, P. (2008). Groundwater inflow to a shallow, poorly-mixed wetland estimated from a mass balance of radon. Journal of Hydrology, 354(1-4), 213-226.
- Cooke, G. D., Lombardo, P. et Brant, C. (2001). Shallow and deep lakes: Determining successful management options. Lakeline, 21(1), 42-46.
- Cooper, H. H. et Jacob, C. E. (1946). A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well - field history. Eos, Transactions of the American Geophysical Union, 27(4), 526-534.
- Creed, I. F., Spargo, A. T., Jones, J. A., Buttle, J. M., Adams, M. B., Beall, F. D., Booth, E. G., Campbell, J. L., Clow, D., Elder, K., Green, M. B., Grimm, N. B., Miniat, C., Ramlal, P., Saha, A., Sebestyen, S., Spittlehouse, D., Sterling, S., Williams, M. W., Winkler, R. et Yao, H. (2014). Changing forest water yields in response to climate warming: Results from long term experimental watershed sites across North America. Global change biology, 20(10), 3191-3208.
- Daigneault, R.A., Roy, M., Lamothe, M., Godbout, P.M., Milette, S., Leduc, É., Lamarche, O. (2012). Rapport sur les travaux de cartographie des formations superficielles réalisés dans la portion est du territoire municipalisé de l'Outaouais en 201 12012. (MB 201502). MERN.
- Darcy, H. (1856). Les fontaines publiques de la ville de Dijon. Dalmont, Paris. Tel que cite par Hillel, D. (1982). Introduction to soil physics. Academic Press, New York.
- Dawson, C. W. et Wilby, R. L. (2001). Hydrological modelling using artificial neural networks. Progress in physical Geography, 25(1), 80-108.
- Environnement et Changement climatique Canada (2018). Section des services des données, Service météorologique du Canada. Récupéré de Données climatiques historiques http://climat.meteo.gc.ca/ [consulté le 30 janvier, 2019].
- Environnement et Ressources naturelles Canada (2019). Section des services des données, Service de données et d'informations hydrométriques. Tiré de : https://eau.ec.gc.ca/ [consulté le 10 janvier, 2019].
- Essery, R. (1997). Seasonal snow cover and climate change in the Hadley Centre GCM. Annals of Glaciology, 25, 362-366.
- Fellows, C. R. et Brezonik, P. L. (1980). Seepage flow into Florida lakes 1. Journal of the American Water Resources Association (JAWRA), 16(4), 635-641.
- Finlayson, C. M. et van der Valk, A. (2012). Classification and Inventory of the World's Wetlands (Vol. 16). Springer Science et Business Media, 3-16.
- Fluet-Chouinard, E., Lehner, B., Rebelo, L. M., Papa, F. et Hamilton, S. K. (2015). Development of a global inundation map at high spatial resolution from topographic downscaling of coarse-scale remote sensing data. Remote Sensing of Environment, 158, 348-361.

- Forel, F. A. (1885). Les ravins sous-lacustres des fleuves glaciaires. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, France, 101(16), 725–728.
- Fortin, V. et Turcotte, R. (2007). Le modèle hydrologique MOHYSE, Montréal, Canada, 18 p.
- Giani, A., Bird, D. F., Prairie, Y. T. et Lawrence, J. F. (2005). Empirical study of cyanobacterial toxicity along a trophic gradient of lakes. Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences, 62(9), 2100-2109.
- Gibson, J. J., Edwards, T. W. D., Bursey, G. G. et Prowse, T. D. (1993). Estimating Evaporation Using Stable Isotopes: Quantitative Results and Sensitivity Analysis for Two Catchments in Northern CanadaPaper presented at the 9th Northern Res. Basin Symposium/Workshop (Whitehorse/Dawson/Inuvik, Canada-August 1992). Hydrology Research, 24(2-3), 79-94.
- Gibson, J. J. et Edwards, T. W. D. (2002). Regional water balance trends and evaporation-transpiration partitioning from a stable isotope survey of lakes in northern Canada. Global Biogeochemical Cycles, 16(2), 10-1-10-14.
- Gosselin, J. S., Rivard, C. et Martel, R. (2016). User manual for GWHAT (GroundWater Hydrograph Analysis Toolbox). Institut National de la Recherche Scientifique, Centre Eau Terre Environnement. Québec, Canada, 216 p.
- Goulet, M. (1976). Influence du laminage naturel de l'écoulement des lacs, dissertation doctorale, Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique, Québec, Canada, 56 p.
- Gray, D. M. (Ed.). (1972). Manuel des principes d'hydrologie: portant une attention spéciale aux conditions canadiennes dans les discussions, les applications et la présentation des données. Secrétariat, Comité national canadien de la décennie hydrologique internationale, Ottawa, Canada, 725 p.
- Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC). 2014: Changements climatiques 2014: Rapport de synthèse. Contribution des Groupes de travail I, II et III au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [sous la direction de l'équipe de rédaction principale, R.K. Pachauri et L.A. Meyer].GIEC, Genève, Suisse, 161 p.
- Günther, F. et Fritsch, S. (2010). Neuralnet: Training of neural networks. The R journal, 2(1), 30-38.

- Gupta, H. V., Sorooshian, S. et Yapo, P. O. (1999). Status of automatic calibration for hydrologic models: Comparison with multilevel expert calibration. Journal of Hydrologic Engineering, 4(2), 135-143.
- Hipel, K. W. & McLeod, A. I. (1994) Time series modeling of water resources and environmental systems In: Nonparametric Tests for Trend Detection (ed. by K. W. Hipel & A. I. McLeod), Ch. 23. Elsevier, Amsterdam, Pays-Bas, 857–931.
- Hirsch, R. M., Slack, J. R. et Smith, R. A. (1982). Techniques of trend analysis for monthly water quality data. Water resources research, 18(1), 107-121.
- Hock, R. (2003). Temperature index melt modelling in mountain areas. Journal of Hydrology, 282(1-4), 104-115.
- Hoffmann, C. C., Kjaergaard, C., Uusi-Kämppä, J., Hansen, H. C. B. et Kronvang, B. (2009). Phosphorus retention in riparian buffers: review of their efficiency. Journal of Environmental Quality, 38(5), 1942-1955.
- Hynes, A., Clowes, R. et Rivers, T. (2010). from Protracted continental collision: evidence the Grenville Orogen. Canadian Journal of Earth Sciences, 47(5), 591 620.
- Kang, K., Oh, J. H., Kwon, C. et Park, Y. (1993). Generalization in a two-layer neural network. Physical Review E, 48(6), 4805.
- Karunanithi, N., Grenney, W. J., Whitley, D. et Bovee, K. (1994). Neural networks for river flow prediction. Journal of Computing in Civil Engineering, 8(2), 201-220.
- Kidmose, J., Engesgaard, P., Ommen, D. A. O., Nilsson, B., Flindt, M. R. et Andersen, F. O. (2015). The Role of Groundwater for Lake - Water Quality and Quantification of N Seepage. Groundwater, 53(5), 709-721.
- Krause, P., Boyle, D. P. et Bäse, F. (2005). Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. Advances in Geosciences, 5, 89-97.
- Kummu, M., Tes, S., Yin, S., Adamson, P., Józsa, J., Koponen, J., Richey, J. et Sarkkula, J. (2014). Water balance analysis for the Tonle Sap Lake-floodplain system. Hydrological Processes, 28(4), 1722-1733.
- Kurylyk, B. L., MacQuarrie, K. T. et McKenzie, J. M. (2014). Climate change impacts on groundwater and soil temperatures in cold and temperate regions: Implications, mathematical theory, and emerging simulation tools. Earth-Science Reviews, 138, 313-334.

- Larocque, M., Cook, P. G., Haaken, K. et Simmons, C. T. (2009). Estimating flow using tracers and hydraulics in synthetic heterogeneous aquifers. Groundwater, 47(6), 786-796.
- Larocque, M. et Broda, S. (2016). Groundwater-surface water interactions in Canada, Canadian Water Resources Journal / Revue canadienne des ressources hydriques, 41:4, 451-454
- Larocque, M., Mangin, A., Razack, M. et Banton, O. (1998). Contribution of correlation and spectral analyses to the regional study of a large karst aquifer (Charente, France). Journal of Hydrology 205, 217231.
- Leaney, F. W. et Herczeg, A. L. (2006). A rapid field extraction method for determination of radon-222 in natural waters by liquid scintillation counting. Limnology and Oceanography: methods, 4, 254–259.
- Lefebvre, K., Barbecot, F., Ghaleb, B., Larocque, M. et Gagné, S. (2013). Full range determination of ²²²Rn at the watershed scale by liquid scintillation counting. Applied Radiation and Isotopes, 75, 71-76.
- Lehner, B. et Döll, P. (2004). Development and validation of a global database of lakes, reservoirs and wetlands. Journal of Hydrology, 296(1-4), 1-22.
- Leira, M. et Cantonati, M. (2008). Effects of water-level fluctuations on lakes: an annotated bibliography. In Ecological effects of water-level fluctuations in lakes. Springer, Dordrecht, 171-184.
- Levine, J. B. et Salvucci, G. D. (1999). Equilibrium analysis of groundwater-vadose zone interactions and the resulting spatial distribution of hydrologic fluxes across a Canadian prairie. Water Resources Research, 35(5), 1369-1383.
- Linsley, R. K. et Kohler, M. A. (1951). Variations in storm rainfall over small areas. Eos, Transactions American Geophysical Union, 32(2), 245-250.
- McJannet, D. L., Webster, I. T., Stenson, M. P. et Sherman, B. S. (2008). Estimating open water evaporation for the Murray-Darling Basin. Rapport pour la CSIRO, Australie.
- McMahon, T. A., Peel, M. C., Lowe, L., Srikanthan, R. et McVicar, T. R. (2013). Estimating actual, potential, reference crop and pan evaporation using standard meteorological data: a pragmatic synthesis. Hydrology and Earth System Sciences, 17(4), 1331-1363.

- Meybeck, M. (1995). Les lacs et leur bassin. Limnologie générale. Masson, Paris, 7-59.
- Ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques (MELCC). (2018). Système d'information hydrogéologique (SIH). [Base de données]. Tiré de : http://www.environnement.gouv.qc.ca/eau/souterraines/sih.
- Ministère des Ressources de l'Énergie et des Ressources naturelles (MERN). (2015). Zones morphosédimentologiques - feuillet 31G. [Carte]. Échelle: 1:50000. Tiré de : http://sigeom.mines.gouv.qc.ca [consulté le 20 février 2017]
- Ministère des Ressources de l'Énergie et des Ressources naturelles (MERN). (2010). Géologie régionale - feuillet 31G [Carte]. Échelle: 1 :50000. Tiré de : http://sigeom.mines.gouv.qc.ca [consulté le 20 février 2017]
- Ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques (MDDELCC). (2015). Rapport sur l'état de l'eau et des écosystèmes aquatiques au Québec. Tiré de: http://www.mddelcc.gouv.qc.ca/rapportsurleau/portrait-Qcaquatique-eau-nord-sud-est-ouest.htm [consulté le 18 mars 2019].
- Ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques (MDDELCC). (2018a). Données du climat. Tiré de : Programme de surveillance du http://www.environnement.gouv.qc.ca/climat/donnees/OQcarte.asp [consulté le 30 janvier 2019]
- Ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques (MDDELCC). (2018b). Données du Centre d'expertise hydrique du Québec. Tiré de : https://www.cehq.gouv.qc.ca/suivihydro/index.asp [consulté le 28 novembre 2018].
- Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs, (MDDEP, 2012). Portrait de la qualité des eaux de surface au Québec 1999 2008, Québec, Direction du suivi de l'état de l'environnement. ISBN 978-2-550-63649-6 (PDF), 97 p.
- Minns, A. W. et Hall, M. J. (1996). Artificial neural networks as rainfall-runoff models. Hydrological sciences journal, 41(3), 399-417.
- Monteith, J. L. (1965). Evaporation and environment, in the state and movement of water in living organisms. Symposium of the society of experimental biology. Academic Press, Vol. 9, 205-234.

- Montgomery, D. C. et Runger, G. C. (2007). Applied statistics and probability for engineers, (With CD). John Wiley et Sons, 765 p.
- Moriasi, D. N., Arnold, J. G., Van Liew, M. W., Bingner, R. L., Harmel, R. D. et Veith, T. L. (2007). Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. Transactions of the ASABE, 50(3), 885-900.
- Morton, F. I. (1983). Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. Journal of Hydrology, 66(1-4), 1-76.
- Mullinger, N. J., Binley, A. M., Pates, J. M. et Crook, N. P. (2007). Radon in Chalk streams: Spatial and temporal variation of groundwater sources in the Pang and Lambourn catchments, UK. Journal of Hydrology, 339(3-4), 172-182.
- Musy A., Soutter M. (1991). Physique du sol. Lausanne: Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, 335 p.
- Nash, J. E. et Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I A discussion of principles. Journal of Hydrology, 10(3), 282-290.
- Nilsson, P., Uvo, C. B. et Berndtsson, R. (2006). Monthly runoff simulation: Comparing and combining conceptual and neural network models. Journal of Hydrology, 321(1-4), 344-363.
- Obled, C., Wendling, J. et Beven, K. (1994). The sensitivity of hydrological models to spatial rainfall patterns: an evaluation using observed data. Journal of Hydrology, 159(1-4), 305-333.
- Occhietti, S. et Richard, P. (2003). Effet réservoir sur les âges 14C de la Mer de Champlain à la transition Pléistocène-Holocène: révision de la chronologie de la déglaciation au Québec méridional. Géographie physique et Quaternaire, 57(2-3), 115-138.
- Oudin, L., Hervieu, F., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., Anctil, F. et Loumagne, C. (2005). Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfallrunoff model: Part 2—Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall-runoff modelling. Journal of hydrology, 303(1-4), 290-306.
- Penman, H. L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences, 193(1032), 120-145.

- Pickler, C., Beltrami, H. et Mareschal, J. C. (2016). Climate trends in northern Ontario and Québec from borehole temperature profiles. Climate of the Past, 12(12), 2215-2227.
- Pomeroy, J. W. et Brun, E. (2001). Physical properties of snow. In: Jones HG, Pomeroy JW, Walker DA et al (eds) Snow ecology. Cambridge University Press, Cambridge, 45-126.
- Pomeroy, J. W., Gray, D. M., Shook, K. R., Toth, B., Essery, R. L. H., Pietroniro, A. et Hedstrom, N. (1998). An evaluation of snow accumulation and ablation processes for land surface modelling. Hydrological Processes, 12(15), 2339-2367.
- Priestley, C. H. B. et Taylor, R. J. (1972). On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. Monthly Weather Review, 100(2), 81-92.
- Ressources naturelles Canada (RNCan). (2018), « Entités hydrographiques », Lacs, rivières et glaciers au Canada Série CanVec, 2018.
- Ressources Naturelles Canada (RNCan). (2018). Données topographiques du Canada - Série CanVec. Tiré de : https://ouvert.canada.ca/data/fr/dataset/8ba2aa2a-7bb9-4448-b4d7-f164409fe056 [consulté le 20 février 2017]
- Richard, P. J. et Occhietti, S. (2005). ¹⁴C chronology for ice retreat and inception of Champlain Sea in the St. Lawrence Lowlands, Canada. Quaternary Research, 63(3), 353-358.
- Riedmiller, M. (1994). Advanced supervised learning in multi-layer perceptrons from backpropagation to adaptive learning algorithms. Computer Standards et Interfaces, 16(3), 265-278.
- Ritter, A. et Muñoz-Carpena, R. (2013). Performance evaluation of hydrological models: Statistical significance for reducing subjectivity in goodness-of-fit assessments. Journal of Hydrology, 480, 33-45.
- Rivera, A., Allen, D. M. et Maathuis, H. (2004). Variabilité et changements climatiques-eaux souterraines. Menaces pour la disponibilité de l'eau au Canada, 89 pages.
- Rosenberry, D. O. et Winter, T. C. (2009). Hydrologic processes and the water budget. In Mirror Lake: Interactions among Air, Land, and Water. Winter TC, Likens GE (eds). University of California Press: Berkeley, 23–68.

- Rosenberry, D. O., LaBaugh, J. W. et Hunt, R. J. (2008). Use of monitoring wells, portable piezometers, and seepage meters to quantify flow between surface water and ground water. Field techniques for estimating water fluxes between surface water and ground water, U.S. Geological Survey Techniques and Methods, 4–D2, 128 p.
- Rosenberry, D. O., Lewandowski, J., Meinikmann, K. et Nützmann, G. (2015). Groundwater - the disregarded component in lake water and nutrient budgets. Part 1: effects of groundwater on hydrology. Hydrological Processes, 29(13), 2895-2921.
- Roy, M., Daigneault, R.-A., Lamothe, M., Milette, S., Dubois-Verret, M., Godbout, P.-M., Horth, N., Hurtubise, M.-A., Lamarche, O. et Leduc, É. (2013).
 Cartographie des formations superficielles du territoire municipalisé de l'Outaouais Secteur ouest. Département des sciences de la Terre et de l'Atmosphère et Département de géographie, Université du Québec à Montréal, 43 p.
- Sankarasubramanian, A., Vogel, R. M. et Limbrunner, J. F. (2001) Climate elasticity of stream flow in the United States. Water Resources Research, 37, 1771–1781
- Schaake JC (1990) From climate to flow I. Climate Change and U.S. Water Resources (ed. Waggoner PE), John Wiley, New York, 177–206.
- Schmidt, A., Gibson, J. J., Santos, I. R., Schubert, M., Tattrie, K. et Weiss, H. (2010). The contribution of groundwater discharge to the overall water budget of two typical Boreal lakes in Alberta/Canada estimated from a radon mass balance. Hydrology and Earth System Sciences, 14(1), 79-89.
- Shaw, G. D., White, E. S. et Gammons, C. H. (2013). Characterizing groundwaterlake interactions and its impact on lake water quality. Journal of Hydrology, 492, 69-78.
- Singh, J., Knapp, H. V., Arnold, J. G., & Demissie, M. (2005). Hydrological modeling of the Iroquois river watershed using HSPF and SWAT 1. Journal of the American Water Resources Association (JAWRA), 41(2), 343-360.
- Skrzypek G, Mydłowski A, Dogramaci S, Hedley P, Gibson JJ, Grierson PF, (2015). Estimation of evaporative loss based on the stable isotope composition of water using Hydrocalculator. Journal of Hydrology 523, 781–789.
- Sophocleous, M. (2002). Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. Hydrogeology journal, 10(1), 52-67.

- Statistique Canada. (2012). Division de la géographie. Tableau 16.6 Superficie en terre et en eau douce, par province et territoire, Ottawa, Ontario, tiré de : https://www150.statcan.gc.ca/n1/pub/11-402-x/2012000/chap/geo/tbl/tbl06fra.htm [consulté le 5 mars 2019]
- Swoffer (1981). Operation and maintenance manual. Swoffer Instruments. Inc. Seattle, WA.
- Teledyne, R. D. (2006). Instruments. Acoustic Doppler Current Profiler Principles of Operation: A Practical Primer. P.
- Thornthwaite, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. Geographical review, 38(1), 55-94.
- Tokar, A. S. et Johnson, P. A. (1999). Rainfall-runoff modeling using artificial neural networks. Journal of Hydrologic Engineering, 4(3), 232-239.
- TrakMaps (2003). Carte bathymétrique du lac Papineau, MRC Papineau, Notre-Damede-Bon-Secours, Outaouais [Carte]. Échelle : 1 :32 000. Tiré de : https://www.trakmaps.com/fr/produits/imprime/details/lac-papineau-165/
- Tremblay, Y. Lemieux, J.- M., Fortier, R. Molson, J., Therrien, R., Therrien, P., Comeau, C. et Talbot Poulin, M.- C. (2015). Semi-automated filtering of data out liers to improve spatial analysis of piezometric data. Hydrogeology Journal, 23(5), 851-868.
- Tsintikidis, D., Georgakakos, K. P., Sperfslage, J. A., Smith, D. E. et Carpenter, T. M. (2002). Precipitation uncertainty and raingauge network design within Folsom Lake watershed. Journal of Hydrologic Engineering, 7(2), 175-184.
- Turcotte, R., Favre, A. C., Lacombe, P., Poirier, C. et Villeneuve, J. P. (2005). Estimation des débits sous glace dans le sud du Québec: comparaison de modèles neuronal et déterministe. Canadian Journal of Civil Engineering, 32(6), 1039-1050.
- Turcotte, R., Fortin, L. G., Fortin, V., Fortin, J. P. et Villeneuve, J. P. (2007). Operational analysis of the spatial distribution and the temporal evolution of the snowpack water equivalent in southern Québec, Canada. Hydrology Research, 38(3), 211-234.
- United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO). 2015. The United Nations world water development report 2015: Water for a sustainable world. UNESCO, Paris, France. 139 pp.

- Van Bavel, C. H. M. (1966). Potential evaporation: the combination concept and its experimental verification. Water Resources Research, 2(3), 455-467.
- Venables, W. N. et Ripley, B. D. (2002). Non-linear and smooth regression. In Modern Applied Statistics with S. Springer, New York, NY, pp. 211-250.
- Watson, B. J., Motz, L. H. et Annable, M. D. (2001). Water budget and vertical conductance for Magnolia Lake. Journal of Hydrologic Engineering, 6(3), 208-216.
- Webb, E. K. (1966). A pan-lake evaporation relationship. Journal of Hydrology, 4, 1-11.
- Winter, T. C. (1981). Uncertainties in estimating the water balance of lakes 1. Journal of the American Water Resources Association (JAWRA), 17(1), 82-115.
- Winter, T. C. LaBaugh, J. W. and Rosenberry, D. O. (1988). The design and use of a hydraulic potentiomanometer for direct measurement of differences in hydraulic head between groundwater and surface water. Limnology and Oceanography, 33(5), 1209-1214.
- World Meteorological Organization (WMO). (2008). Guide to Hydrological Practice, Volume I, Hydrology– From to Hydrological Information, 6th Edition., World Meteorological Organisation, Geneva, Switzerland, 296 p.
- Wright, S. (1921). Correlation and causation. Journal of Agricultural Research, 20(7), 557-585.
- Yue, S., Pilon, P. et Cavadias, G. (2002). Power of the Mann-Kendall and Spearman's rho tests for detecting monotonic trends in hydrological series. Journal of hydrology, 259(1-4), 254-271.
- Zhang, L., Dawes, W. R. et Walker, G. R. (2001). Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. Water Resources Research, 37(3), 701-708.
- Zohary, T. et Ostrovsky, I. (2011). Ecological impacts of excessive water level fluctuations in stratified freshwater lakes. Inland Waters, 1(1), 47-59.