

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À TROIS-RIVIÈRES

ESTIMATION DU RISQUE D'ENGLACEMENT DES ZONES DE FRAIES
POTENTIELLES DES LACS EN CROIX, BARNARD, PETIT SHAWINIGAN ET
SHAWINIGAN EN FONCTION DES VARIABLES CLIMATIQUES ET DE
L'INFLUENCE D'UNE STRUCTURE DE CONTRÔLE DU NIVEAU D'EAU

MÉMOIRE PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE DE LA
MAÎTRISE EN SCIENCE DE L'ENVIRONNEMENT

PAR
FÉLIX LÉGER

Avril 2025

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À TROIS-RIVIÈRES
MAÎTRISE EN SCIENCE DE L'ENVIRONNEMENT

Direction de recherche :

Christophe Kinnard

Prénom et nom	directeur de recherche
---------------	------------------------

Marc Pépino

Prénom et nom	codirecteur de recherche
---------------	--------------------------

Jury d'évaluation

Christophe Kinnard

Prénom et nom	directeur de recherche
---------------	------------------------

Marc Pépino

Prénom et nom	codirecteur de recherche
---------------	--------------------------

Stéphane Campeau

Prénom et nom	Fonction du membre de jury
---------------	----------------------------

Andrea Bertolo

Prénom et nom	Fonction du membre de jury
---------------	----------------------------

Prénom et nom	Fonction du membre de jury
---------------	----------------------------

Université du Québec à Trois-Rivières

Service de la bibliothèque

Avertissement

L'auteur de ce mémoire, de cette thèse ou de cet essai a autorisé l'université du Québec à Trois-Rivières à diffuser, à des fins non lucratives, une copie de son mémoire, de sa thèse ou de son essai.

Cette diffusion n'entraîne pas une renonciation de la part de l'auteur à ses droits de propriété intellectuelle, incluant le droit d'auteur, sur ce mémoire, cette thèse ou cet essai. Notamment, la reproduction ou la publication de la totalité ou d'une partie importante de ce mémoire, de cette thèse et de son essai requiert son autorisation.

REMERCEMENTS

Tout d'abord, je tiens à exprimer ma profonde gratitude à mon directeur de recherche, Monsieur Christophe Kinnard, ainsi qu'à mon codirecteur, Monsieur Marc Pépino. Votre accompagnement, votre expertise et la confiance que vous m'avez témoignée m'ont permis de mener à bien ce projet ambitieux. Je suis extrêmement reconnaissant d'avoir eu l'opportunité d'approfondir mes connaissances et de travailler sous votre direction bienveillante et éclairée.

Je remercie également le ministère de l'Environnement, de la Lutte contre les Changements Climatiques, de la Faune et des Parcs (MELCCFP) pour m'avoir confié les rênes de ce projet. J'espère sincèrement que les résultats obtenus contribueront à une meilleure compréhension et gestion des ressources fauniques. Une mention toute particulière à Simon Boisvert, biologiste au MELCCFP, pour sa confiance indéfectible, son soutien et les opportunités précieuses qu'il m'a offertes. Ces expériences m'ont permis de grandir tant sur le plan professionnel que personnel.

À mes amis et collègues du GLACIOLAB, merci de m'avoir accueilli avec chaleur et d'avoir été une source de soutien dans les moments plus difficiles. Votre camaraderie a grandement enrichi cette expérience. À mes parents, il m'est difficile d'exprimer à quel point je suis reconnaissant pour votre soutien infaillible. Vous avez toujours cru en moi et m'avez épaulé dans les bons comme dans les moins bons moments. Je ne serais pas arrivé ici sans vous.

Je souhaite également remercier l'ensemble des partenaires impliqués dans le programme de suivi des frayères à omble de fontaine au réservoir du barrage En Croix : la Réserve faunique Mastigouche (SEPAQ), la Direction générale des barrages (DGB), Bassin versant Saint-Maurice (BVSM), ainsi que le Parc national de la Mauricie (Parcs Canada). Votre collaboration témoigne de la force et des réalisations possibles grâce à une concertation entre les acteurs du milieu. Enfin, à tous ceux qui ont contribué, de près ou de loin, à la réalisation de ce projet, un immense merci.

- Félix

AVANT-PROPOS

Ce projet de recherche a été réalisé dans le cadre du programme de maîtrise en sciences de l'environnement de l'Université du Québec à Trois-Rivières, sous la supervision du professeur Christophe Kinnard et la codirection du professeur Marc Pépino. Il s'inscrit également dans le cadre du programme de suivi des frayères à omble de fontaine au réservoir du barrage En Croix.

L'objectif principal de ce projet était de documenter et d'évaluer l'impact des variations du niveau d'eau, induites par le modèle de gestion du barrage, sur l'intégrité physique et l'utilisation de 21 frayères à omble de fontaine situées dans les lacs En Croix, Barnard, Petit Shawinigan, Shawinigan et Wapizagonke. Pour atteindre cet objectif, un modèle de prédiction de l'épaisseur de glace a été développé, permettant de cartographier spatialement et temporellement l'impact combiné de la glace et des variations de niveau d'eau sur les zones potentielles de reproduction entre 2021 et 2023.

Ce mémoire est structuré en trois chapitres. Le premier chapitre (Introduction) présente la problématique, les bases théoriques liées à la croissance de la glace, le projet de recherche ainsi que ses objectifs spécifiques. Le deuxième chapitre, rédigé sous forme d'article scientifique, détaille le travail de recherche effectué. Ce chapitre, rédigé en français, sera traduit en anglais et soumis à un journal scientifique dont le choix reste à déterminer. À noter qu'en vue du processus de publication scientifique de cet article, toutes les figures ont été conçues en anglais. Enfin, le troisième et dernier chapitre (Conclusion) synthétise brièvement les principaux résultats obtenus et propose des perspectives pour de futures recherches.

RÉSUMÉ

Les fluctuations des niveaux d'eau dans les lacs peuvent avoir un impact majeur sur la qualité des habitats aquatiques, en particulier pour les espèces utilisant les zones de faible profondeur. En hiver, la modulation de ces niveaux peut entraîner le gel des habitats de reproduction, compromettant ainsi la viabilité des populations de poissons, notamment l'omble de fontaine. Ce mémoire vise à modéliser le risque d'englacement des habitats de reproduction de l'omble de fontaine dans le bassin hydrologique du lac En Croix, au Québec, en réponse aux variations du niveau d'eau causées par la gestion du barrage En Croix et aux conditions climatiques.

Un modèle empirique de prédiction de l'épaisseur de glace, basé sur les degrés-jours de gel, a été développé pour évaluer ce risque. Le modèle prend en compte la variabilité spatio-temporelle de la neige et d'autres facteurs environnementaux. L'application du modèle à cinq plans d'eau du bassin hydrologique a montré que les fluctuations du niveau d'eau augmentent le risque d'englacement des frayères, particulièrement dans les zones de faible profondeur. Les résultats soulignent que l'abaissement du niveau d'eau au cours de la période hivernale augmente la probabilité d'englacement, mettant en péril les habitats de reproduction de l'omble de fontaine.

Ces résultats permettent de mieux comprendre les impacts écologiques des pratiques de régulation des niveaux d'eau, et proposent une approche de modélisation applicable à d'autres écosystèmes aquatiques pour la conservation de la biodiversité face aux changements climatiques.

Mots-clés : Modélisation de la glace, habitat de reproduction, omble de fontaine, régulation des niveaux d'eau, biodiversité aquatique, changements climatiques

Table des matières

REMERCIEMENTS	4
AVANT-PROPOS	5
RÉSUMÉ	6
LISTE DES FIGURES	ix
LISTE DES TABLEAUX	x
Chapitre I	11
Introduction	11
Problématique	11
Site d'étude	13
Structure de contrôle du niveau d'eau	16
Objectifs et hypothèses	17
Bibliographie	xix
Chapitre II	21
Cadre théorique	21
Processus de formation de la glace de lac	21
Variabilité spatiale de la glace	25
Modélisation du couvert de glace	29
Bibliographie	xxxiii
Chapitre III	37
Estimating the freezing risk of brook trout spawning grounds under controlled lake water levels	37
Résumé	37
1. Introduction	38
2. Données et méthodes	40
2.1 Site d'étude	40
2.2 Acquisition de données	42
2.3 Modélisation de l'épaisseur de glace	45
2.4 Impact de l'englacement sur la reproduction	50
2.5 Reconstruction historique et outil d'évaluation du risque	53
3. Résultats	54

3.1 Conditions météorologiques	54
3.2 Stratigraphie de la glace	56
3.3 Modélisation de l'épaisseur de glace	61
3.4 Reconstruction historique et risque d'englacement.....	65
4. Discussion	73
4.1 Stratigraphie de la glace	73
4.2 Prédiction de l'épaisseur de glace	75
4.3 Reconstruction historique et risque d'englacement.....	77
4.4 Régulation anthropique des niveaux d'eau.....	79
4.5 Limites, perspectives et recommandations	81
Bibliographie.....	lxxxiii
ANNEXE 1 : Régression linéaire simple entre les stations météorologiques	lxxxix
ANNEXE 2 : Corrélation entre la constante 'C _s ' et les variables explicatives.....	xc
ANNEXE 3 : Influence des tributaires sur l'épaisseur de glace	xc i
ANNEXE 4 : Reconstruction historique de l'épaisseur de glace (1981-2023)	xcii
ANNEXE 5 : Élévation des sites de frayères.....	xciii
ANNEXE 6 : Probabilité d'englacement et espace disponible pour la reproduction	xciv
Chapitre IV.....	95
Conclusion globale.....	95
Principaux résultats.....	95
Conclusions, perspectives et recommandations	96
ANNEXE A : Bathymétrie.....	xcvii
ANNEXE B : Localisation des frayères	ci

LISTE DES FIGURES

Figure 1.I Site d'étude localisé dans la municipalité de Saint-Mathieu-du-Parc, Québec, Canada	14
Figure 2.I Variation du niveau des eaux des lacs à l'étude engendrée par la gestion du barrage En Croix.	15
Figure 3.I Structure de contrôle du niveau d'eau du lac En Croix (MFFP, 2021).....	16
Figure 1.II Illustration schématique du bilan d'énergie d'un lac	30
Figure 1.III Site d'étude localisé dans la municipalité de Saint-Mathieu-du-Parc, Québec, Canada.	41
Figure 2.III Schéma d'échantillonnage des travaux terrain et exemple de carottes de glace échantillonnées.	43
Figure 3.III Schéma conceptuel du calcul de perte d'habitat potentiel dans un lac.	52
Figure 4.III Évolution des données météorologique durant les saisons 2021-2022 (a) et 2022-2023 (b).....	56
Figure 5.III Évolution saisonnière de la stratigraphie des différentes couches de glace.	57
Figure 6.III Évolution saisonnière de l'épaisseur de glace et de neige.	59
Figure 7.III Observation des processus phénologiques au site BC11 à l'aide d'une caméra time lapse (2021-2022).....	61
Figure 8.III Ajustement entre les valeurs prédites par le modèle 7 (tableau 3) et les valeurs mesurées sur le terrain pour les deux années d'échantillonnage.	63
Figure 9.III Concordance entre les prédictions du modèle de croissance de glace en validation croisée et les observations sur le terrain.	64
Figure 10.III Représentation des erreurs brutes issues de la validation croisée pour chacun des sites de frayères potentiels.....	65
Figure 11.III Reconstruction de l'épaisseur de glace entre 1981 et 2023 à chaque site de frayère.	67
Figure 12.III Reconstruction historique de l'épaisseur moyenne de la glace et des superficies disponibles pour la reproduction (1981-2023).	70
Figure 13.III Variations de la superficie disponible pour la reproduction en fonction du niveau d'eau.....	71

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1-III Caractéristiques du site d'étude et spécifications des travaux terrains.	44
Tableau 2-III Dates d'englacement des sites observés à l'aide des caméras time lapse et degrés jours de gel cumulés depuis la première température négative (2021-11-03) de la saison 2021-2022.....	60
Tableau 3-III Coefficients des modèles et indices de performance.	63

Chapitre I

Introduction

Dans la province de Québec, on dénombre environ 10 000 structures de régulation du niveau d'eau. Chacune d'entre-elles sont gérées selon des paramètres spécifiques afin de répondre à des besoins précis et en constante évolution. L'implantation de ces structures, quel que soit le type, a des impacts bien documentés sur son environnement d'accueil (Tricart, 1983; Astrade, 1998; Choquette et al., 2010). Ces impacts sont observables sur la faune et la flore en amont ainsi qu'en aval des structures alors que le régime hydrologique est souvent perturbé et engendre d'importantes modifications au niveau abiotique et biotique (Souchon et Nicolas, 2011).

Les variations de niveau d'eau des lacs et des réservoirs occasionnées par les structures de contrôle, comme les seuils et les barrages, peuvent engendrer une diminution de la qualité et de la disponibilité des habitats de plusieurs organismes aquatiques. Ces modifications anthropiques des régimes hydrologiques sont susceptibles d'impacter de façon plus importante les zones de faible profondeur, extrêmement productives et largement fréquentées par plusieurs espèces de poisson durant certaines périodes de l'année. Entre autres, ces zones sont généralement utilisées durant la période hivernale à des fins d'alimentation, de protection et de reproduction pour certaines espèces, comme l'omble de fontaine (Pépino et al., 2024).

Cette espèce, membre de la famille des salmonidés, s'alimente et se reproduit principalement dans des environnements peu profonds, notamment des hauts-fonds et des lits de gravier près des rives. Ces sites présentent généralement des caractéristiques spécifiques, correspondant aux conditions optimales de reproduction. Parmi les plus importantes, on retrouve la granulométrie du substrat, l'espacement interstitiel et la présence d'un environnement hydrologiquement dynamique associé au gradient hydraulique ou aux résurgences d'eau souterraine (Guillemette et al., 2011).

Problématique

La population d'omble de fontaine présente dans les lacs En Croix et Barnard, dans la municipalité de Saint-Mathieu du Parc, fait l'état d'un suivi depuis 1983. En effet, les

inventaires réalisés en 1983, 2003 et 2018 ont permis d'exposer une problématique quant à la diminution de l'abondance de l'espèce. Depuis 2004, le programme de suivi de la pêche sportive permet de suivre le nombre de prises et de possession d'omble de fontaine. En raison du déclin des populations, la limite de prise et de possession de quinze s'est vue diminuer à cinq à partir de 2007, dans le but de réduire la pression de pêche (MFFP, 2019). Durant l'été 2018, des pêches expérimentales ont permis de valider l'état avancé de la surexploitation dans les lacs En Croix et Barnard. Bien que la pêche sportive ait un impact considérable sur la population, elle n'est pas le seul facteur en cause. Le ministère de l'Environnement, de la Lutte contre les Changements Climatiques de la Faune et des Parcs a identifié plusieurs facteurs qui contribuent au déclin, comme la présence de compétiteurs, la faible abondance des sites de fraie ainsi que l'abaissement du niveau de l'eau durant l'automne au moment de la fraie (MFFP, 2019; BVSM, 2022).

Afin d'assurer la sécurité et la pérennité de leurs installations nautiques, les villégiateurs du lac En Croix dans la municipalité de Saint-Mathieu-du-Parc ont déposé une requête en lien avec l'abaissement du niveau des eaux en hiver. Il en résulte donc d'une diminution du niveau d'eau d'environ 45 cm à partir de la première semaine du mois de septembre et durant la période automnale. Le niveau d'eau est maintenu ainsi jusqu'à la fin de la période de crue printanière. Cet abaissement permet de réduire l'impact du gel et des crues printanières sur les différentes installations sur les lacs (ex : hangars à bateau, quais).

Dans le secteur de Saint-Mathieu-du-Parc, l'activité de fraie de l'omble de fontaine se déroule généralement à la mi-octobre. En période reproduction, la modulation du niveau des eaux du bassin hydrologique du barrage En Croix pourrait se traduire par l'exondation ou le gel des frayères, impactant de façon importante le cycle biologique de l'omble de fontaine (MFFP, 2021). De plus, les impacts écologiques des pratiques actuelles de régulation des niveaux d'eau pourraient être exacerbés, ou diminués, dans le futur selon le régime changeant de gel et dégel des lacs en réponse aux changements climatiques (Surdu et al., 2014). La couverture de glace des lacs en hiver est souvent extrêmement variable et fonction des caractéristiques in situ.

Les zones de faible profondeur sont généralement celles qui sont le plus à risque d'être complètement englacées (Jeffries et al., 1996). L'abaissement du niveau d'eau du lac En

Croix a donc un potentiel d'augmenter le risque d'englacement de celles-ci. De plus, ce régime de contrôle semble exercer une influence, non seulement sur le lac En Croix, mais aussi sur le régime hydrologique en amont de celui-ci. Le MELCCFP a été en mesure, à la suite de l'analyse des données annuelles de suivi du niveau des eaux des lacs En Croix, Barnard, Petit Shawinigan et Shawinigan, d'établir une corrélation entre la fluctuation du niveau des eaux des lacs Shawinigan et Petit Shawinigan et le modèle de gestion des eaux du lac En Croix (MFFP, 2021). Ce mode de gestion pourrait présenter une menace quant à l'englacement des zones littorales de faibles profondeurs des quatre lacs du site d'étude, zones préférentielles de reproduction pour l'omble de fontaine.

Site d'étude

Le site d'étude (figure 1) est situé sur les limites administratives de la municipalité de Saint-Mathieu-du-Parc, du Parc national de la Mauricie dans la municipalité de Shawinigan ainsi que de la réserve Mastigouche dans la municipalité de Saint-Alexis-des-Monts. Il est constitué de cinq lacs, soit le lac En Croix, le lac Barnard, le lac Petit Shawinigan, le lac Shawinigan et le lac Wapizagonke. Ces plans d'eau entretiennent un lien hydrologique entre eux en amont du lac En Croix et en aval avec le lac Wapizagonke, sur le territoire du Parc national de la Mauricie.

Le lac Barnard et le lac En Croix sont situés sur des terres publiques et se trouvent dans le bassin versant de la rivière Shawinigan sur le territoire de la municipalité de Saint-Mathieu-du-Parc dans la MRC de Maskinongé. Ces deux lacs pourraient être considérés comme un seul plan d'eau puisqu'ils sont interconnectés par un rétrécissement. Celui-ci a une largeur moyenne de 20 mètres et est comparable à un canal. On ne retrouve aucune entrave à la libre circulation du poisson dans ce rétrécissement. Les relevés bathymétriques (Annexe A) du lac En Croix et du lac Barnard illustrent leurs caractéristiques morphologiques. Leur point le plus profond est de 28,4 mètres pour le lac En Croix et de 30,5 mètres pour le lac Barnard. Ces lacs entretiennent une connexion hydrologique en amont avec le lac Petit Shawinigan et le lac Shawinigan dans la réserve Mastigouche et en aval avec le lac Wapizagonke sur le territoire du parc National de la Mauricie.

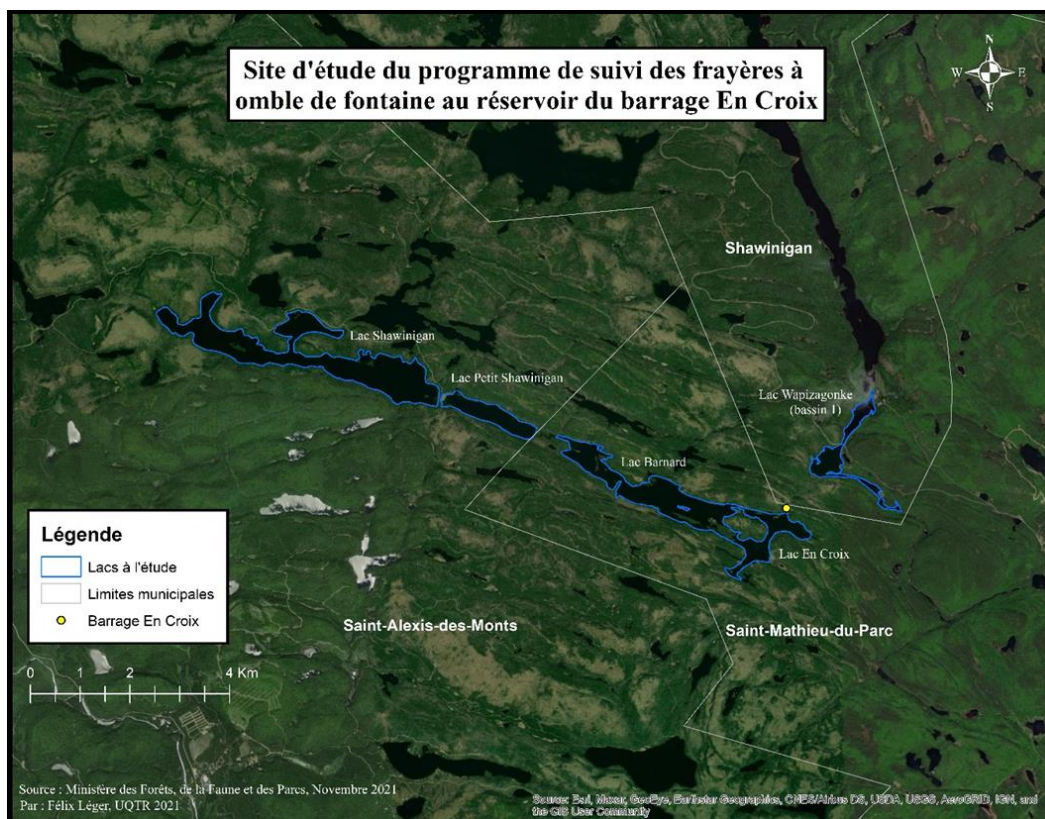


Figure 1.I Site d'étude localisé dans la municipalité de Saint-Mathieu-du-Parc, Québec, Canada

Plusieurs pêches ont été réalisées sur le territoire et ont permis d'identifier la présence du ventre rouge du nord (*Phoxinus eos*), du mulot à cornes (*Semotilus atromaculatus*), du mulot perlé (*Margariscus margarita*), du mené à nageoires rouges (*Luxilus cornutus*) et de l'omble de fontaine (*Salvelinus fontinalis*). Il est strictement interdit d'ensemencer ces lacs afin de préserver l'intégrité génétique de ceux-ci et de ceux en aval. Afin de favoriser la reproduction, douze frayères à omble de fontaine ont été aménagées sur ces lacs (Annexe B). En observant les données bathymétriques (Annexe A), ces frayères sont généralement situées dans des zones où la profondeur maximum est de 2,5 mètres. Les lacs Petit Shawinigan et Shawinigan sont situés en amont du lac Barnard et du lac En Croix sur le territoire de la Réserve faunique Mastigouche dans la municipalité de Saint-Alexis-des-Mont. Ceux-ci sont situés à une élévation supérieure de 7,7 cm et de 12,7 cm respectivement, par rapport au lac En Croix. Leurs profondeurs maximales sont respectivement de 32,61 mètres et de 79,25 mètres. Les pêches réalisées sur ces lacs ont

permis l'identification du ventre rouge du nord, du mulot à cornes, du mulot perlé, du mené à nageoires rouges et de l'omble de fontaine.

En parallèle aux différentes pêches effectuées, plusieurs frayères ont pu être répertoriées et identifiées (Annexe B) lors d'une caractérisation du lac Shawinigan par la SÉPAQ et sur le lac Petit-Shawinigan lors d'un programme d'acquisition de données (Malo, 2018; BVSM, 2022). Les activités de pêche récréatives sont permises sur ces plans d'eau via un droit de pêche payé à la réserve faunique Mastigouche. L'exploitation des populations de poisson est effectuée de façon contrôlée et régie par la SÉPAQ.

Les niveaux des eaux de ces lacs ont été analysés et il fut possible de constater qu'ils étaient fortement influencés par les variations du niveau des eaux du lac En Croix, qui entretient un lien hydrologique avec le lac Barnard. La figure 2 présente cette analyse durant une période de 3 ans. On peut observer l'effet des crues printanières sur l'ensemble du réseau hydrologique en amont du barrage. À la droite du graphique, on observe la modulation du niveau d'eau à la baisse lors de la période automnale.

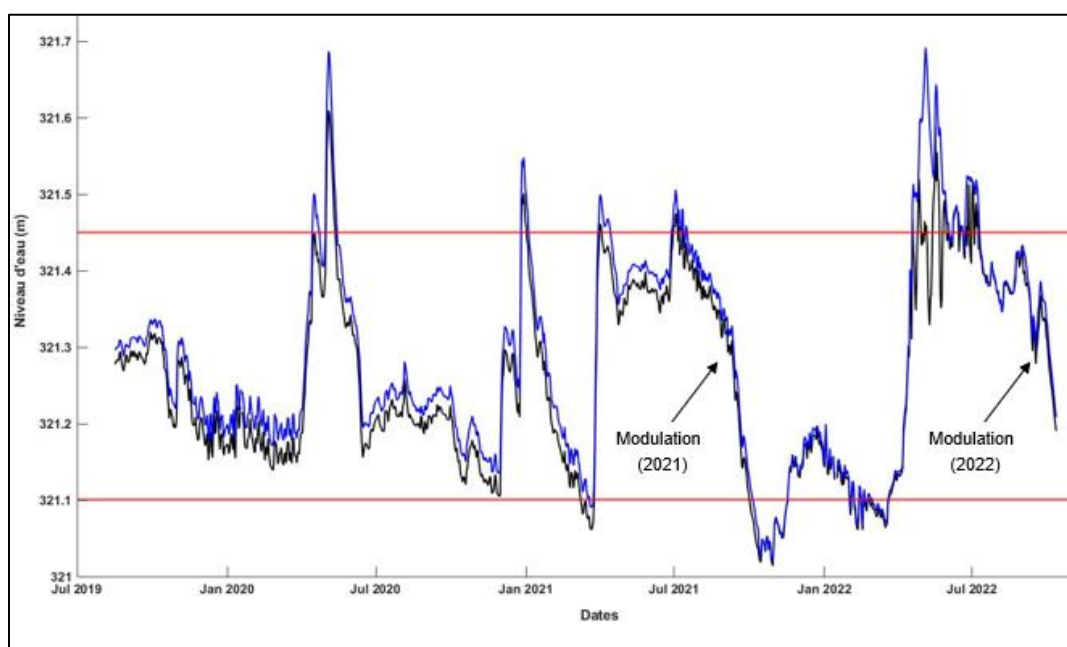


Figure 2.1 Variation du niveau des eaux des lacs à l'étude engendrée par la gestion du barrage En Croix. La ligne noire représente les variations de niveau d'eau entre 2019 et 2022 au lac En Croix et la ligne bleue au lac Shawinigan. Les lignes rouges sont les seuils maximum et minimum du barrage durant l'année.

Structure de contrôle du niveau d'eau

La structure de contrôle du niveau d'eau correspond à un barrage situé à l'exutoire du lac En Croix. Le barrage En Croix est situé à environ 100 mètres de la limite administrative du parc National de la Mauricie (Figure 1). Ce barrage est régi par la Direction générale des barrages (DGB) et est depuis trois ans en pleine réfection. Cette structure de contrôle (figure 3) permet de maintenir une élévation des eaux optimales à la navigation sur les lacs En Croix et Barnard durant la période estivale afin de faciliter l'accès aux propriétés aux pourtours des lacs. Durant la période automnale, le niveau d'eau du lac En Croix est modulé à la baisse afin de réduire les impacts du gel et des crues printanières sur les différentes installations de villégiature comme les hangars à bateau.



Figure 3.I Structure de contrôle du niveau d'eau du lac En Croix (MFFP, 2021).

Le barrage principal est constitué d'un seuil à déversoir fixe combiné à un réservoir à poutrelles de bois. Un mur-écran d'une largeur de 9 mètres avec enrochement sera construit à l'emplacement du barrage actuel. En rive droite, on retrouve le seuil fixe, d'une

largeur de 4.4 mètres, à la même élévation que le mur-écran ainsi que le pertuis d'une largeur de 3.6 mètres. À l'aval du mur-écran, un muret de béton de 9.2 mètres de largeur a été construit. La zone entre le barrage principal et le muret en aval est enrochée. Durant la période printanière, 3 poutrelles sont installées afin de rehausser le seuil maximal à une élévation de 321.32 mètres. Celles-ci sont retirées à l'automne afin d'abaisser le niveau d'eau à un seuil maximal de 320.87 mètres. En théorie, l'élévation des eaux ne peut donc être inférieure à 320.87 mètres. Il s'agit de l'élévation minimale visée. Cependant en raison des précipitations et des conditions météorologiques, l'élévation des eaux peut être légèrement supérieure ou inférieure à ce seuil en tout temps (MFFP, 2021). En somme, le niveau d'eau est diminué d'environ 45 cm afin d'atteindre le seuil fixe minimal de 320.87 mètres durant la période hivernale et ces modulations, illustrées à la figure 2, sont observables sur les régimes hydrologiques des lacs en amont. En effet, le niveau des eaux des lacs Barnard, Petit Shawinigan et Shawinigan réagit de la même façon à celui du lac En Croix.

Objectifs et hypothèses

Ce travail de maîtrise s'inscrit dans le programme de suivi des frayères à omble de fontaine au réservoir du barrage En Croix. Il a pour objectif de documenter et d'évaluer si les variations de niveaux d'eaux, induites par le mode de gestion du barrage, augmentent le risque d'englacement des sites de frayères potentielles et existantes sur le site d'étude. Les objectifs spécifiques suivants ont été définis :

1. Suivre l'évolution du couvert de glace des lacs En Croix, Barnard, Petit Shawinigan et Shawinigan à l'aide de mesures sur le terrain.
2. Créer un modèle prédictif d'épaisseur du couvert de glace de lac en fonction des variables climatiques.
3. Modéliser l'évolution historique du couvert de glace des lacs En Croix, Barnard, Petit Shawinigan et Shawinigan.
4. Estimer le risque d'englacement des frayères sélectionnées en fonction d'un abaissement du niveau d'eau du lac En Croix sous les conditions climatiques actuelles.

L'hypothèse principale est que l'abaissement du niveau d'eau d'environ 45 cm, afin d'atteindre un seuil fixe de 320.87 mètres d'élévation en hiver, dans le bassin du lac En Croix entraîne des répercussions sur le réseau hydrologique en amont, plus précisément sur les lacs Shawinigan, Petit Shawinigan, Barnard et En Croix. Cette diminution du niveau d'eau augmente le risque d'englacement des zones littorales peu profondes dont certaines sont utilisées pour la reproduction de l'omble de fontaine.

Bibliographie

- Astrade Laurent. (1998) La gestion des barrages-réservoirs au Québec: exemples d'enjeux environnementaux. In: Annales de Géographie, t. 107, n°604, pp. 590-609.
- BASSIN VERSANT SAINT-MAURICE (BVSM), 2022. *Suivi environnemental de frayères à ombles de fontaine (Salvelinus fontinalis) aux lacs en Croix, Barnard, Petit lac Shawinigan et Shawinigan*. Document préparé pour le ministère de l'Environnement, de la Lutte contre les changements climatiques, de la Faune et des Parcs (MELCCFP) - Direction de la gestion de la faune de la Mauricie et du Centre-du-Québec. Shawinigan. 44 pages + annexes
- Choquette, C., Guilhermont, É. & Goyette Noël, M.-P. (2010). La gestion du niveau d'eau des barrages-réservoirs au Québec : aspects juridiques et environnementaux. *Les Cahiers de droit*, 51(3-4), 827–857. <https://doi.org/10.7202/045735ar>
- Guillemette, F., C. Vallée, A. Bertolo et P. Magnan. 2011. The evolution of redd site selection in brook charr in different environments: same cue, same benefit for fitness. *Freshwater Biology* 56:1017-1029.
- Jeffries, M. O., et al. (1996). "A method to determine lake depth and water availability on the North Slope of Alaska with spaceborne imaging radar and numerical ice growth modelling." *Arctic*: 367-374.
- Malo, A. 2018. Projet d'acquisitions de connaissances sur 13 lacs stratégiques de la réserve Mastigouche, Aménagement Bio-Forestier Rivest, 75 p.
- MINISTÈRE DES FORÊTS, DE LA FAUNE ET DES PARCS, 2019. Synthèse; État de la population d'ombles de fontaine des lacs Barnard et en Croix. Pêche expérimentale de 2018. Direction de la gestion de la faune Mauricie–Centre-du-Québec. 7 pages. https://mffp.gouv.qc.ca/documents/faune/RA_Lacs_BarnardenCroix_2018.pdf

- Ministère des Forêts, de la Faune et des Parcs. (2021) "Caractérisation de frayères et de la fraie de l'omble de fontaine et modélisation des glaces des lacs En Croix, Barnard, Petit Shawinigan et Shawinigan." Programme de suivi des frayères à omble de fontaine au réservoir du barrage En Croix.
- Pépino, M., Magnan, P., Leroux, R. and Bertolo, A. (2024), Thermal habitat fragmentation in stratified lakes induces resource waves that brook charr track across seasons. *Oikos*, 2024: e10539. <https://doi.org/10.1111/oik.10539>
- Souchon Y. et Nicolas V. (2011) Barrages et seuils : principaux impacts environnementaux. Vincennes-Antony cedex : ONEMA, CEMAGREF, 28 p.
- Surdu, C. M., et al. (2014). "Response of ice cover on shallow lakes of the North Slope of Alaska to contemporary climate conditions (1950–2011): radar remote-sensing and numerical modeling data analysis." *The Cryosphere* 8(1): 167-180.
- Tricart Jean. R.M. Baxter, P. Glaude, Les Effets des barrages et des retenues d'eau sur l'environnement au Canada : expériences et perspectives d'avenir. In: *Annales de Géographie*, t. 92, n°513, 1983. pp. 625-629

Chapitre II

Cadre théorique

Processus de formation de la glace de lac

Les processus de formation de la glace de lac sont principalement régis par différentes conditions morphologiques des plans d'eau, topographiques et climatiques (Latifovic et Pouliot, 2007). Ces conditions influencent les processus de refroidissement de l'eau, de convection thermique ainsi que du type de glace formée. Choinski et Ptak, (2012) ont démontré que le volume et la profondeur moyenne d'un lac sont les facteurs principaux qui influencent ces processus et ultimement l'apparition du couvert de glace. Le phénomène de gel est grandement influencé par les conditions thermiques du lac et plusieurs facteurs climatiques. Cependant, les processus de formation de la glace peuvent différer malgré la proximité de deux plans d'eau en raison de certaines conditions spécifiques comme la chaleur accumulée et les conditions hydrologiques (Choinski et al., 2015).

Refroidissement de l'eau

La formation d'une couche de glace et son évolution tout au long de la période d'englacement sont le résultat d'un surplus ou d'un déficit dans le bilan énergétique du lac (Brown et Duguay, 2010). Afin qu'une couche de glace puisse se former, la température de l'eau doit être considérablement réduite. Williams (1965) a réalisé une étude quant à la prédiction de l'apparition et la disparition du couvert de glace dans la région d'Ottawa. Il est démontré que l'échange d'énergie avec l'atmosphère, soit la perte de chaleur de l'eau vers l'air, est le facteur déterminant dans le refroidissement de l'eau. Celui-ci est principalement régulé par la température de l'air, le vent et la radiation solaire (Brown et Duguay, 2010). Par exemple, l'augmentation des températures durant la période estivale engendre une augmentation de la chaleur accumulée dans le lac ce qui retarde l'englacement (Latifovic et Pouliot, 2007).

La chaleur emmagasinée puis dégagée, en fonction du processus de refroidissement d'un lac, est étroitement reliée à sa profondeur, sa superficie et son volume (Williams, 1965; Brown et Duguay, 2010; Prowse et al., 2012; Choinski et al., 2015; Magee et Wu, 2017).

Ces caractéristiques exercent une influence sur la convection thermique du lac, processus nécessaire au refroidissement de l'eau et ultimement à l'apparition de la glace.

Convection thermique

La perte de chaleur à la surface d'un lac entraîne une diminution de sa température en surface. Lorsque la couche supérieure se refroidit, sa densité augmente, ce qui provoque son immersion vers les couches sous-jacentes présentant une densité similaire. Ainsi, la couche supérieure du lac, appelée épilimnion, plonge vers le fond en raison de sa plus grande densité par rapport aux couches moyennes (métalimnion) et inférieures (hypolimnion), ce qui favorise le mélange. Ce processus de mélange peut se répéter en fonction des conditions thermiques du lac, jusqu'à ce que sa température devienne uniforme (Jeffries et al., 2005; Brown et Duguay, 2010). Lorsque toute l'eau du lac atteint sa densité maximale, généralement vers 4°C, la convection thermique ralentit considérablement, réduisant ainsi le mouvement de l'eau dans le lac. À ce stade, une fine couche d'eau continue de se refroidir progressivement, jusqu'à ce qu'elle atteigne le point de congélation à 0°C. C'est alors qu'une première couche de glace se forme à la surface du lac (Jeffries et al., 2005; Leppäranta, 2014).

Ce processus est influencé par différents facteurs morphologiques propres aux plans d'eaux. Plusieurs auteurs ont associé la profondeur moyenne et le volume du lac au moment de formation de la glace (Jeffries et Morris, 2007; Prowse et al., 2012; Choinski et al., 2015; Magee et Wu, 2017). En effet, un lac plus profond ou plus volumineux a une plus grande inertie thermique, c-à-d. qu'il nécessitera plus de temps à se refroidir ou à se réchauffer comparativement à un lac moins volumineux et moins profond (Kirillin et al., 2012 ; Hewitt et al, 2018). Leppäranta et Myrberg (2009) ainsi que Kirillin et al. (2012), ont démontré que la première apparition de la glace est fonction de la date où la température d'une mince couche d'eau en surface descend sous la barre des 0°C selon un délai fortement corrélé à la profondeur du lac. En effet, chaque mètre de profondeur supplémentaire correspond à une journée de délai de plus dans le processus d'apparition de la glace.

La surface de contact d'un lac est une autre caractéristique qui influence son processus de refroidissement ainsi que la convection thermique (Prowse et al., 2012;

Magee et Wu, 2017). Une augmentation de la surface de contact de l'eau avec l'air favorise le brassage de l'eau et le transfert de chaleur. Deux lacs ayant la même profondeur, mais des surfaces de contact différentes n'ont pas le même régime thermique. Le lac avec la plus grande surface de contact avec l'air est théoriquement en mesure de se refroidir plus rapidement (Fee et al., 1996; Jeffries & Morris, 2007; Prowse et al., 2012). Notons que la vitesse du vent a aussi une influence sur l'efficacité de ce processus et donc sur l'apparition de la première couche de glace. Un vent plus rapide permet au plan d'eau de se refroidir plus rapidement et de favoriser l'apparition de la glace en raison des pertes de chaleur sensibles plus importantes (Magee et Wu, 2017). Cependant, le vent peut également agir comme inhibiteur dans l'apparition de cette couche supérieure. L'effet d'un vent d'une intensité considérable peut retarder l'apparition de la couche de glace en la brisant, mais du frasil peut être créé (Bengtsson, 1986; Brown et Duguay, 2010; Magee et Wu, 2017). Ce type de glace est expliqué de façon plus exhaustive dans la sous-section suivante. L'apparition d'une couche résistante à long terme peut donc être retardée en raison de son érosion par des forts vents sur le lac.

La baisse de la température d'un lac peut être contrebalancée principalement en raison de trois processus. Tout d'abord, la chaleur emmagasinée dans le lac, déterminée en fonction de sa profondeur, de son volume et de l'intensité de la radiation solaire, affecte la capacité thermique et la perte de chaleur nécessaire au gel (Williams, 1965; Brown et Duguay, 2010; Magee et Wu, 2017). Duguay et al. (2003) ont démontré que la chaleur dégagée par les sédiments dans le fond du lac est un facteur à considérer et à intégrer dans les modèles prédictifs de la phénologie de la glace d'un lac. L'eau provenant des cours d'eau qui affluent dans le lac peut aussi ralentir le refroidissement. Celle-ci, pouvant être à des températures supérieures, peut augmenter l'apport en chaleur et contrebalancer le régime thermique (Jeffries et al., 2005; Latifovic et Pouliot, 2007; Solariski et Rzetala, 2021). De plus, l'eau souterraine plus chaude qui pénètre le lac peut contrebalancer les pertes de chaleur vers l'atmosphère, retarder le gel et influencer la distribution spatiale de la glace (Williams, 1965; Choinski et Ptak, 2012). Les facteurs influençant la variabilité spatiale de la glace sont présentés dans la section suivante.

Type de glace

La glace de lac est généralement associée à trois formes et celles-ci sont régies par des processus bien distincts. La glace de congélation communément appelée « glace noire » est généralement la première à prendre forme lorsque la couche supérieure du lac se refroidit suffisamment pour que l'eau atteigne le point de congélation (Brown et Duguay, 2010; Mackay, 2019). L'épaisseur de la glace de congélation augmente à partir du dessous de la couche vers le fond du lac (Bengtsson, 1986). L'épaississement de la glace de congélation peut s'opérer à condition que la chaleur latente de congélation soit évacuée à travers la couche supérieure (Kirillin et al., 2012). Les flux de chaleurs en provenance de la limite inférieure et supérieure de la glace sont donc les principaux facteurs limitants quant à l'épaississement de la glace noire. En d'autres mots, l'épaississement de la glace de congélation ralentit en fonction de l'épaisseur de la glace et de la neige au-dessus. Ce type de glace tend à se développer de façon plus importante dans les parties centrales du lac puisque la neige y est généralement balayée. L'effet isolant de la neige est donc réduit et l'évacuation de la chaleur latente est plus rapide (Adams et Roulet, 1980). Ce type de glace présente une structure composée de cristaux en forme de colonne orientée de façon verticale. Il est donc possible d'entrevoir au travers (Bengtsson, 1986).

Le deuxième type est la glace de neige ou encore la « glace blanche ». Celle-ci est formée lorsque le poids de la neige excède la capacité de support de la couche de glace en dessous. La couche de glace descend alors sous le niveau hydrostatique du lac. À ce moment, l'eau peut percoler au travers des fissures dans la glace, engendrées par le poids ou les fluctuations de température, et remonter dans le manteau neigeux. La solidification du mélange d'eau et de neige, appelé *Slush*, permet à la glace blanche de prendre forme (Brown et Duguay, 2010; Mackay et al. 2017; Mackay, 2019). Notons qu'une couche de *Slush* peut être aussi créée à la suite de précipitations liquides ou par la percolation de l'eau de fonte dans le manteau neigeux (Bengtsson, 1986; Mackay et al. 2017). La glace blanche est beaucoup plus granuleuse et opaque que la glace noire en raison de sa structure orientée de façon aléatoire (Bengtsson, 1986). De plus, on tend à retrouver une épaisseur plus importante de ce type de glace près des bords du lac et dans les zones peu profondes en raison de la redistribution de la neige par le vent dans ces zones (Brown et Duguay, 2010).

Un autre type de glace peut se développer lorsque des conditions turbulentes dans l'eau se présentent. Il s'agit du frasil qui correspond à une glace composée de cristaux en forme de disques circulaires. Ceux-ci vont apparaître lorsque la turbulence de l'eau est importante au niveau du lac et que la température est très froide. Les cristaux vont s'agréger entre eux, stabilisant du même coup les turbulences, pour ultimement former une couche de glace solide. Ce type de glace se trouve généralement dans les milieux lotiques en raison du mouvement important de l'eau, mais peut aussi se retrouver en milieu lentique si les conditions sont favorables comme de forts vents (Leppäranta, 2014).

Variabilité spatiale de la glace

La section précédente a permis de comprendre les processus et les principales interactions physiques qui régissent l'apparition de la glace de lac. La formation de la glace est principalement influencée par le bilan d'énergie en surface du lac, ainsi que par les caractéristiques morphologiques du lac (Surdu et al., 2014). Afin de prédire l'épaisseur et les impacts potentiels de la glace de lac sur les frayères, il est important d'identifier les facteurs qui influencent sa variabilité spatiale. La compréhension de son évolution dans l'espace est d'une importance capitale dans le développement d'un modèle prédictif. Entre autres, l'épaisseur de la neige, la redistribution de la neige par le vent ainsi que la température de l'air sont tous des facteurs qui influencent la variabilité spatiale de la glace et son évolution durant la période hivernale (Adams et Roulet, 1980 ; Duguay et al., 2003 ; Solarski et Szumny, 2020 ; Solarski et Rzetala, 2021).

Épaisseur de neige

Surdu et al., (2014) ont démontré que les processus d'épaississement et d'amincissement de la glace étaient fortement influencés par la couverture neigeuse au-dessus du lac. La neige est une substance solide qui présente une propriété isolante très importante. La présence d'air entre les grains de neiges diminue la conductivité thermique du manteau neigeux (Duguay et al., 2015). Puisque la perte de chaleur latente vers l'atmosphère et la température extérieure sont deux facteurs qui influencent l'épaississement de la glace noire, la présence de neige peut ralentir ce processus (Surdu et al., 2014 ; Adams and Roulet, 1980). L'importante réflexion de la radiation solaire par la neige diminue aussi la quantité d'énergie apportée à la surface du lac. L'albédo très élevé

de la neige fraîche contribue donc à diminuer l'apport d'énergie vers le couvert de glace (Leppäranta, 2014). Une couche de glace recouverte d'un manteau neigeux d'une épaisseur considérable ralentit la croissance de la glace de congélation (Adams and Roulet, 1980).

L'important gradient de température présent dans le manteau neigeux favorise le processus de métamorphisme et modifie ses propriétés isolantes durant toute la période hivernale (Brown et Duguay, 2010). Il est donc difficile d'attribuer une valeur de conductivité thermique au manteau neigeux pour l'ensemble de la période de gel (Leppäranta, 2014). Le métamorphisme des grains de neige modifie les propriétés isolantes en réduisant l'espace et la quantité d'air entre ceux-ci (Surdu et al., 2014). Il est démontré que la couverture neigeuse d'un lac possède approximativement la moitié de la capacité isolante de cette même couche sur la terre ferme en raison des différences d'épaisseurs et de densité (Sturm et Liston, 2003). Ce point est expliqué plus précisément dans la sous-section suivante. Cette évolution de la couverture neigeuse durant l'hiver favorise les échanges d'énergie avec l'atmosphère et détermine le régime d'épaississement de la glace de congélation.

L'épaisseur de neige sur un lac influence aussi le processus d'épaississement de la glace blanche. Une couverture de neige plus importante peut engendrer l'affaissement de la couverture de glace. Comme mentionné dans la section précédente, lorsque le poids de la neige est supérieur à la capacité de support de la glace, la neige peut se retrouver inondée et une couche de slush est formée (Adams et Roulet, 1980). Le gel de ce mélange d'eau et de neige correspond à la glace blanche. Notons que lorsque la couverture de glace est très mince, une couche de neige de faible épaisseur peut tout de même favoriser l'apparition de la glace blanche par le même processus. Le manteau neigeux peut donc favoriser l'apparition de glace blanche grâce à l'affaissement de la couche de glace sous-jacente et ultimement ralentir le développement de la glace de congélation en raison de ses propriétés isolantes (Adams et Roulet, 1980; Duguay et al., 2003; Surdu et al., 2014; Solarski et Szumny, 2020; Solarski et Rzetala, 2021).

Distribution spatiale de la neige

La compréhension des processus de redistribution de la neige est nécessaire afin de déterminer l'épaisseur de la glace et les phénomènes qui la régit. La turbulence de l'air au

niveau de la surface d'un lac, principalement causée par le vent, influence la distribution de la neige, son épaisseur et sa densité (Murfitt et al., 2018). On tend donc à retrouver une épaisseur de neige plus importante en marge d'un lac ainsi qu'aux endroits protégés du vent. Les zones centrales d'un lac et celles exposées au vent présentent quant à elles une plus faible épaisseur de neige (Adams et Roulet, 1980). La nature de la glace dominante dans le couvert est donc principalement fonction de ces processus de redistribution par le vent. De fait, on tend à retrouver une épaisseur de glace de congélation plus importante au centre du lac et plus faible en marge où l'épaisseur de neige est plus importante. On observe la relation inverse pour la glace blanche aux abords des lacs (Bengtsson, 1986). Ces différences d'épaisseur de neige contribuent à augmenter les disparités de densité au sein de la couverture de neige. Puisque la hauteur de neige détermine le gradient de température au sein du manteau, une hauteur de neige plus grande contribue à diminuer le gradient de température entre la glace et l'atmosphère (Brown et Duguay, 2010). La chaleur latente dégagée par le changement de phase de l'eau près du point de congélation fournit de la chaleur à la neige en surface. Ce mécanisme favorise le métamorphisme de la neige, l'augmentation de sa densité et de sa conductivité thermique (Leppäranta, 2014).

La redistribution de la neige par le vent est principalement fonction de la végétation et de la topographie du paysage en marge du lac (Adams et Roulet, 1980). La surface terrestre est généralement prise en compte dans les modèles de redistribution de la neige par le vent. L'impact des pentes, de leurs orientations ainsi que des courbures de la surface terrestre sur les vents dominants qui influencent la distribution de la neige est déterminant et ne peut être ignoré (Power et Power, 1995). Les caractéristiques topographiques du territoire influencent de façon importante la vitesse du vent et d'importantes différences peuvent être observées à l'intérieur d'un même territoire. La détermination des vents dominants peut donc être ardue, mais permet de grandement améliorer les estimations de l'épaisseur de neige (Leppäranta, 2014). Notons que les caractéristiques topographiques du territoire influencent la redistribution de la neige sur la majorité des lacs, mais elles affectent de façon moins importante les lacs de plus petite superficie (Adams et Roulet, 1980). L'action du vent peut être considérablement réduite en fonction de l'abri naturel fourni par la topographie du territoire environnant.

Température de l'air

La température de l'air est un des deux facteurs, avec l'épaisseur de neige, qui influence le plus le processus d'épaississement de la glace et sa phénologie durant la période de gel (Surdu et al., 2014; Duguay et al., 2015; Magee et Wu, 2017; Hewitt et al., 2018). En plus d'impacter de façon considérable les variations interannuelles de l'épaisseur de glace, la température est un facteur permettant d'effectuer son suivi temporel. Les changements observés dans l'évolution des couvertures de glace dans les dernières années sont principalement associés aux variations de température (Murfitt et al., 2018). La température est dorénavant utilisée comme index de référence afin de prédire la phénologie et l'épaississement du couvert de glace (Bengtsson, 1986; Leppäranta, 2014). Une recherche, portant sur 35 lacs dans la région du sud de la Pologne, a démontré que l'épaisseur de la glace dépendait principalement de la température et de l'épaisseur de neige. Les résultats ont aussi démontré que dans la majorité des cas, une diminution de la température se traduisait par l'augmentation de l'épaisseur de glace (Solariski et Rzetala, 2021).

Les changements observés dans les valeurs moyennes de température de l'air ont un impact sur la phénologie du couvert de glace (Surdu et al., 2014). Murfitt et al. (2018) ont récemment publié les résultats d'une étude portant sur les changements dans la phénologie de la glace en relation avec les changements de température sur le lac MacDonald dans la province de l'Ontario. Une modification du régime de gel et de dégel a pu être identifiée à partir des données moyennes d'apparition et de disparition de la glace des 150 dernières années. L'augmentation des températures des dernières années s'est traduite par un retard du gel du lac de 10.7 jours et un devancement du dégel de 8.8 jours. Plusieurs autres études ont étudié ce phénomène et sont arrivées à des conclusions similaires (Latifovic et Pouliot., 2007; Choinski et al., 2015; Lopez et al., 2019).

Puisque la température est un facteur déterminant dans la prédiction ainsi que dans l'analyse de la phénologie et de l'évolution de la couverture de glace, il est préférable d'utiliser des données provenant d'un site à proximité. Les analyses et les modélisations du couvert de glace, effectuées à l'aide de données de température sur site, semblent donner des résultats plus précis et plus représentatifs (Jeffries et al., 2005; Brown et Duguay, 2010).

Modélisation du couvert de glace

L'évolution de la couverture de glace d'un lac durant la période hivernale est un phénomène complexe régi par un nombre important de facteurs climatiques et morphologiques (Latifovic et Pouliot, 2007). La sensibilité des lacs aux variations climatiques est dorénavant un sujet d'étude bien documenté. Différents modèles ont été développés afin de comprendre ainsi que de prédire les changements dans la phénologie des lacs en hiver et leurs évolutions tout au long de la période de gel (Vavrus et al., 1996; Jeffries et al., 2005; Hewitt et al., 2018 ; Murfitt et al., 2018). Les modèles physiques, qui prennent en compte le bilan d'énergie du lac, et les modèles empiriques, basés sur la température de l'air, sont les deux principaux modèles utilisés dans la littérature. La validation de ces modèles est principalement effectuée à l'aide de données échantillonnées directement sur le terrain. L'utilisation de ces modèles permet l'acquisition et l'analyse de données à distance sur de longues périodes. Le nombre de lacs surveillé a diminué de façon considérable dans les dernières années, principalement dans les régions nordiques, en raison des coûts et de la complexité des opérations (Latifovic et Pouliot, 2007). Ces modèles présentent donc une solution durable à cette problématique et permettent d'élargir les horizons des futures études.

Modèles physiques

Les modèles physiques sont basés sur le bilan d'énergie (voir figure 2) afin de simuler et de modéliser la formation et l'évolution de la couverture de glace dans un lac. De façon générale, les modèles prennent en considération les conditions à la surface, à l'interface entre la couche de glace et l'eau ainsi que les caractéristiques spécifiques du couvert de glace et de neige (Jeffries et al., 1996; Vavrus et al., 1996; Duguay et al., 2003; Jeffries et al., 2005; Mackay et al., 2017). Les conditions à la limite entre la couche supérieure et l'atmosphère sont déterminées en effectuant un bilan énergétique. Jeffries et al. (1996) présente une équation sur laquelle plusieurs études se sont basées afin de modéliser l'épaisseur de glace sur des lacs (Duguay et al., 2003; Jeffries et al., 2005).

$$(1 - \alpha_s)Q_{si} + Q_{li} + Q_{le} + Q_h + Q_e + Q_c = Q_m$$

Cette équation contient l'ensemble des flux d'énergie à la surface, constituée de Q_{si} qui est le rayonnement solaire à la surface, Q_{li} qui est la radiation à onde longue

entrante, Q_{le} qui est la radiation à onde longue émise, Q_h qui est l'échange turbulent de chaleur sensible, Q_e qui est l'échange turbulent de chaleur latente, $Q_{c\ (cn/cg)}$ qui est l'énergie transportée en raison de la conduction, Q_m qui est le flux d'énergie résiduelle disponible pour la fonte ainsi que α_s qui correspond à l'albédo à la surface. Les conditions au niveau de la limite inférieure, à l'interface entre la glace et l'eau, sont déterminées selon la différence entre la chaleur latente de congélation et de fonte, l'énergie conduite à travers la glace, le flux de chaleur occasionné par les sédiments (Q_s) et la convection dans l'eau. Noter que le schéma ci-dessous ne correspond pas à l'équation présentée, celui-ci permet tout de même d'illustrer les principaux flux.

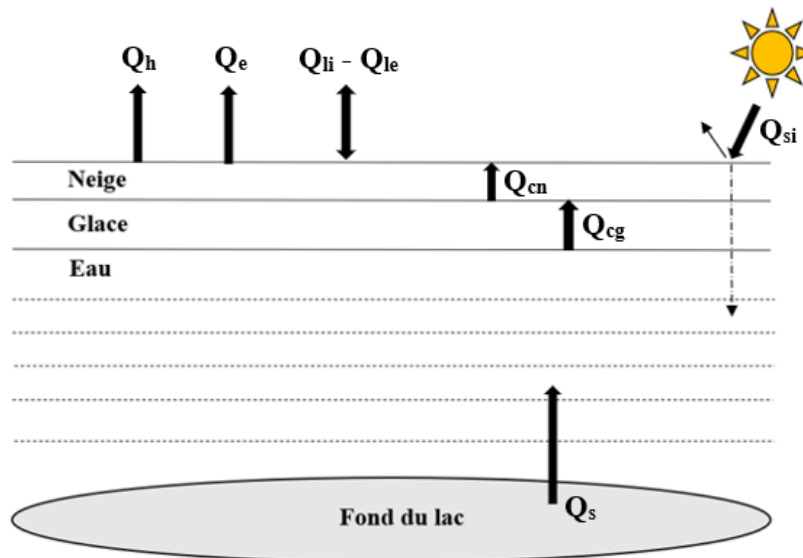


Figure 1.II Illustration schématique du bilan d'énergie d'un lac

Les modèles physiques intègrent aussi les valeurs de température de l'air, de densité de la glace, de conductivité thermique de la glace, la chaleur spécifique de la glace ainsi que la vitesse du réchauffement de la glace causé par l'absorption de la radiation à onde courte (Jeffries et al., 1996; Vavrus et al., 1996; Duguay et al., 2003; Jeffries et al., 2005; Brown et Duguay, 2010). Certaines différences ont été apportées aux différents modèles physiques développés, mais leurs équations sont toujours composées de sous équations afin de déterminer les conditions spécifiques des flux d'énergie et des processus qui régissent l'évolution de la couche de glace (Jeffries et al., 1996; Duguay et al., 2003; Jeffries et al.,

2005; Mackay et al., 2017). Que ce soit le Canadian Lake Ice Model (CLIMO), le Canadian Small Lake Model (CSLM), le Lake Ice Model Numerical Operational Simulation (LIMNOS) ou tout autre modèle physique, il peut être très complexe d'obtenir les données nécessaires à leur fonctionnement. L'utilisation de modèle empirique, moins complexe, est donc parfois priorisée.

Modèles empiriques

La difficulté d'acquisition des données nécessaires au fonctionnement des modèles physiques a encouragé le développement de modèles basés sur la relation entre l'épaisseur de glace et la température de l'air. Ces modèles utilisent principalement la relation non linéaire entre l'épaisseur de glace et les degrés-jours de congélation accumulés (Murfitt et al., 2018 ; Bilello, 1961 ; Assur, 1956). Cette valeur correspond à l'addition des moyennes de température journalière lorsque celle-ci descend sous 0°C. Murfitt et al. (2018) présente une équation adaptée des précédentes études. Celle-ci prend non seulement les degrés-jours de congélation en considération, mais intègre aussi une constante permettant de représenter les conditions de neige à la surface de la glace. L'équation est présentée comme suit :

$$h_i = \beta_F * AFDD^\gamma$$

Dans laquelle h_i correspond à l'épaisseur de la glace, AFDD correspond aux degrés-jours de congélation accumulés et β_F ainsi que γ sont des paramètres à ajuster en fonction des conditions environnementales, comme l'épaisseur de neige, qui influence l'épaississement de la glace. Ce modèle se base sur la relation entre la température de l'air, l'épaisseur de la neige et l'épaisseur de la glace démontrée dans la littérature (Surdu et al., 2014; Duguay et al., 2015; Magee et Wu, 2017; Hewitt et al., 2018; Solariski et Szumny, 2020; Solariski et Rzetala, 2021). De façon générale, lorsque l'équation est appliquée à un lac présentant une épaisseur de neige moyenne, les valeurs de β_F se situent entre 1,7 et 2,4 cm/(°C·Jour)^{0.5} avec une valeur constante de 0,5 pour la constante γ (Assur, 1956 ; US Army, 2006 ; Murfitt et al., 2018). Noter que cette constante peut être ajustée en fonction d'autres facteurs environnementaux ou pour tenir compte de la variabilité spatiale de la neige.

Ce type de modèle fut utilisé afin de déterminer l'épaisseur de glace dans les milieux de faibles turbulences, mais il peut aussi être utilisé dans d'autres milieux comme les rivières et l'océan (Assur, 1956 ; Bilello, 1961). Entre autres, la division d'ingénierie de l'armée des États-Unis utilise ce modèle afin de prédire l'épaisseur de la glace sur les rivières (US Army, 2006). Notons cependant que ce type de modèle a été principalement utilisé dans les hautes latitudes et afin de prédire l'épaisseur de glace de rivières. L'applicabilité de ce modèle aux latitudes inférieures est toujours à déterminer et de plus amples recherches devront être effectuées à des fins de validations (Murfitt et al., 2018).

Bibliographie

- Adams, W., and N. Roulet (1980). "Illustration of the roles of snow in the evolution of the winter cover of a lake." *Arctic*: 100-116.
- Assur, A. (1956). "Airfields on floating ice sheets for routine and emergency operations."
- Bengtsson, L. (1986). "Spatial variability of lake ice covers." *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 68(1-2): 113-121.
- Bengtsson, L. (1986). "Spatial variability of lake ice covers." *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 68(1-2): 113-121.
- Bilello, M. A. (1961). "Formation, Growth, and Decay of Sea-Ice in the Canadian Arctic Archipelago." *ARCTIC* 14(1): 2-24.
- Brown, L. C., and C. R. Duguay (2010). "The response and role of ice cover in lake-climate interactions." *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* 34(5): 671-704.
- Choiński, A., et al. (2015). "Changes in ice phenology on polish lakes from 1961 to 2010 related to location and morphometry." *Limnologica* 53: 42-49.
- Choiński, A. and M. Ptak (2012). "Variation in the ice cover thickness on Lake Samołęskie as a result of underground water supply." *Limnological Review* 12(3): 133-138.
- Duguay, C. R., et al. (2003). "Ice-cover variability on shallow lakes at high latitudes: model simulations and observations." *Hydrological Processes* 17(17): 3465-3483.
- Duguay, C. R., et al. (2015). "Remote sensing of lake and river ice." *Remote sensing of the cryosphere*: 273-306.
- Fee, E., et al. (1996). "Physical and chemical responses of lakes and streams." *Limnol. Oceanogr* 41(5): 912-920.

- Hewitt, B., et al. (2018). "Historical Trends, Drivers, and Future Projections of Ice Phenology in Small North Temperate Lakes in the Laurentian Great Lakes Region." *Water* 10(1).
- Jeffries, M. O., et al. (1996). "A method to determine lake depth and water availability on the North Slope of Alaska with spaceborne imaging radar and numerical ice growth modelling." *Arctic*: 367-374.
- Jeffries, M. O., et al. (2005). "Lake ice growth and decay in central Alaska, USA: observations and computer simulations compared." *Annals of glaciology* 40: 195-199.
- Jeffries, M. O., and K. Morris (2007). "Some aspects of ice phenology on ponds in central Alaska, USA." *Annals of Glaciology* 46: 397-403.
- Kirillin, G., et al. (2012). "Physics of seasonally ice-covered lakes: a review." *Aquatic sciences* 74(4): 659-682.
- Latifovic, R. and D. Pouliot (2007). "Analysis of climate change impacts on lake ice phenology in Canada using the historical satellite data record." *Remote Sensing of Environment* 106(4): 492-507.
- Leppäranta, M. and K. Myrberg (2009). *Physical oceanography of the Baltic Sea*, Springer Science & Business Media.
- Leppäranta, M. (2014). *Freezing of lakes and the evolution of their ice cover*, Springer Science & Business Media
- Lopez, L. S., et al. (2019). "Reaching a breaking point: How is climate change influencing the timing of ice breakup in lakes across the northern hemisphere?" *Limnology and Oceanography* 64(6): 2621-2631.
- MacKay, M. D. (2019). "Incorporating wind sheltering and sediment heat flux into 1-D models of small boreal lakes: a case study with the Canadian Small Lake Model V2.0." *Geoscientific Model Development* 12(7): 3045-3054.

- MacKay, M. D., et al. (2017). "Wintertime Simulations of a Boreal Lake with the Canadian Small Lake Model." *Journal of Hydrometeorology* 18(8): 2143-2160.
- Magee, M. R. and C. H. Wu (2017). "Effects of changing climate on ice cover in three morphometrically different lakes." *Hydrological Processes* 31(2): 308-323.
- Murfitt, J. C., et al. (2018). "Estimating lake ice thickness in Central Ontario." *PLoS One* 13
- Power, G. and M. Power (1995). *Ecotones and fluvial regimes in arctic lotic environments. The Importance of Aquatic-Terrestrial Ecotones for Freshwater Fish*, Springer: 111-124.
- Prowse, T., et al. (2012). "Effects of Changes in Arctic Lake and River Ice." *Ambio* 40(S1): 63-74.
- Solarski, M. and M. Rzetala (2021). "Changes in the Thickness of Ice Cover on Water Bodies Subject to Human Pressure (Silesian Upland, Southern Poland)." *Frontiers in Earth Science* 9.
- Solarski, M. and M. Szumny (2020). "Conditions of spatiotemporal variability of the thickness of the ice cover on lakes in the Tatra Mountains." *Journal of Mountain Science* 17(10): 2369-2386.
- Sturm, M., and G. E. Liston (2003). "The snow cover on lakes of the Arctic Coastal Plain of Alaska, USA." *Journal of Glaciology* 49(166): 370-380.
- Surdu, C. M., et al. (2014). "Response of ice cover on shallow lakes of the North Slope of Alaska to contemporary climate conditions (1950–2011): radar remote-sensing and numerical modeling data analysis." *The Cryosphere* 8(1): 167-180.
- United States Government. (2006). *U.S. Army Corps of Engineers. Ice properties, processes, and problem solutions, Engineering and Design*, Washington DC.

- Vavrus, S. J., et al. (1996). "Measuring the sensitivity of southern Wisconsin lake ice to climate variations and lake depth using a numerical model." *Limnology and Oceanography* 41(5): 822-831.
- Williams, G. P. (1965). "Correlating freeze-up and break-up with weather conditions." *Canadian Geotechnical Journal* 2(4): 313-326.

Chapitre III

Estimating the freezing risk of brook trout spawning grounds under controlled lake water levels

Félix Léger^{1,2}, Christophe Kinnard^{1,2,3}, Marc Pépino^{1,2,4}, Simon Boisvert^{2,4}

¹ Department of Environmental Sciences, University of Québec at Trois-Rivières, QC G8Z 4M3, Canada

² Research Centre for Watershed-Aquatic Ecosystem Interactions (RIVE), University of Québec at Trois-Rivières, Trois-Rivières, QC G8Z 4M3, Canada.

³ Center for Northern Studies (CEN), Québec City, QC GV1 0A6, Canada

⁴ Ministère de l'Environnement, de la lutte contre les changements climatiques, de la Faune et des Parcs (MELCCFP), Trois-Rivières, QC G9A 5S9, Canada

Correspondence to: Félix Léger (felix.leger@uqtr.ca)

Résumé. Les fluctuations des niveaux d'eau dans les lacs peuvent influencer la qualité des habitats aquatiques, particulièrement pour les espèces actives dans les zones de faible profondeur. En hiver, la modulation du niveau d'eau peut entraîner le gel des habitats de reproduction, affectant potentiellement la viabilité des populations de poissons. Cet article modélise le risque d'englacement sur les habitats de reproduction de l'omble de fontaine dans le bassin hydrologique du lac En Croix au Québec. Pour évaluer ce risque, un modèle empirique d'estimation de l'épaisseur de glace basé sur les degrés-jours de gel a été développé, prenant en compte la variabilité spatio-temporelle de la neige et d'autres facteurs environnementaux. La méthodologie détaille l'application du modèle à cinq plans d'eau du bassin hydrologique, utilisant des données météorologiques et des mesures in situ pour calibrer et valider le modèle. Les résultats soulignent l'importance de considérer les facteurs environnementaux dans la modélisation de la glace et dans l'estimation du risque d'englacement des habitats de reproduction, offrant ainsi une approche pour mieux comprendre les impacts potentiels des pratiques de régulation des niveaux d'eau sur l'englacement des habitats de reproduction de l'omble de fontaine. La modélisation proposée est largement applicable à d'autres espèces pour une meilleure conservation de la biodiversité aquatique.

Mots clefs : Glace de lac; hydrologie; Modélisation de glace; habitat de reproduction; omble de fontaine

1. Introduction

Les variations du niveau des eaux d'un lac ou d'un réservoir peuvent avoir une incidence sur la qualité et la disponibilité des habitats de plusieurs organismes aquatiques (Zohary et Ostrovsky, 2011; Stendera et al., 2012; Carmignani et Roy, 2017). Notamment, les régimes hydrologiques régulés par des structures de contrôle pourraient impacter la superficie d'habitats localisés en zones peu profondes et utilisés par les poissons. Ainsi, une modification ou une diminution de l'accès à ces habitats pourrait entraîner des conséquences sur la viabilité de certaines populations de poisson, en particulier les espèces d'eau froide dont la reproduction a lieu en automne. Ces conséquences pourraient être amplifiées si le niveau d'eau est modulé artificiellement lors de périodes critiques pour les espèces d'eau froide comme la reproduction ou l'incubation des œufs (Kondolf et al., 2008). Il a été démontré que les activités de reproduction de l'omble de fontaine lacustre (*Salvelinus fontinalis*) ont lieu en cours d'eau ou sur des hauts-fonds ou des lits de gravier près des rives correspondant à des zones peu profondes des plans d'eau susceptibles de subir l'influence des structures de contrôle (Josephson et Youngs, 1996; Power, 2002; Bujold et Vachon, 2016).

En période hivernale, la modulation du niveau des eaux pourrait se traduire par le gel des habitats de reproduction, les zones de faible profondeur étant celles qui présentent le plus grand risque d'être complètement englacées (Jeffries et al., 1996; Carmignani et Roy, 2017; MFFP, 2021). L'abaissement du niveau d'eau d'un lac a donc le potentiel d'augmenter les impacts de l'englacement des zones de faibles profondeurs. De plus, les impacts écologiques des pratiques actuelles de régulation des niveaux d'eau pourraient fluctuer dans le futur selon le régime changeant de gel et dégel des lacs en réponse aux changements climatiques (Surdu et al., 2014).

L'épaisseur de glace des lacs en hiver est variable, dans l'espace et dans le temps, en fonction de différents facteurs comme la profondeur, les précipitations, la température et la topographie environnante (Adams et Roulet, 1980; Duguay et al., 2003; SolarSKI et Szumny, 2020; SolarSKI et Rzetala, 2021). Afin d'estimer le risque d'englacement en réponse aux fluctuations du niveau des eaux causées par le mode de gestion d'un barrage

et des aléas climatiques, la mise en place d'un modèle prédictif est souhaitable. Puisque le suivi de l'épaisseur de glace sur les lacs avec des mesures directes est logistiquement complexe, plusieurs modèles basés sur les variables climatiques comme la température ont été développés (e.g., Jeffries et al., 2005; Murfitt et al., 2018). L'utilisation d'un modèle permet d'obtenir des résultats de façons indirectes à plus grande échelle et de réduire les coûts d'acquisition de données de façon considérable.

La littérature a démontré que l'épaisseur de glace peut être calculée à partir de modèles empiriques ou de modèles physiques (Mackay et al., 2017; Murfitt et al., 2018). Par exemple, des modèles physiques basés sur la résolution du bilan d'énergie en surface et prenant en compte la conductivité thermique, la chaleur latente de fusion et la densité de la glace ont été développés (Jeffries et al., 1996; Vavrus et al., 1996; Murray et Mackay, 2019). Ces modèles sont cependant difficiles à implémenter vu la complexité d'acquisition de certaines données nécessaire en intrant (fluxs radiatifs, albédo, vitesse du vent, précipitations).

D'autres modèles empiriques, plus simples d'utilisation, ont été développés et mettent en relation l'épaisseur de glace et l'accumulation des degrés-jours de gel. Ces modèles peuvent être ajustés en fonction de certaines conditions de surface connues pour moduler les échanges thermiques entre la glace et l'atmosphère, comme l'épaisseur de neige (Duguay et al. 2015). Bien que plusieurs modèles empiriques de croissance de glace aient été développés localement, les valeurs des coefficients de ces modèles sont souvent généralisées au plan d'eau et peuvent ainsi sur ou sous-estimer l'épaisseur de glace de certaines zones d'un même lac (Lebedev, 1938; Michel, 1971; Murffit et al., 2018). À ce jour, aucune étude n'a tenté d'ajuster un modèle empirique de croissance de glace basé sur les degrés-jours de gel couplés à des facteurs environnementaux pouvant varier spatialement et temporellement. Cette variabilité spatio-temporelle est particulièrement importante à considérer pour estimer le risque d'englacement des zones de reproduction.

L'objectif principal de cette étude est d'estimer le risque d'englacement de l'habitat de reproduction de l'omble de fontaine pendant la période d'incubation des œufs en réponses aux aléas climatiques et au mode de gestion des niveaux d'eau des lacs. Pour atteindre cet objectif, l'épaisseur de la glace a été suivie pendant deux hivers consécutifs (2021-2022 et

2022-2023) dans le bassin hydrologique du lac En Croix, dans le sud du Québec, au Canada. Un modèle prédictif empirique à degrés-jour amélioré qui prend en compte la variabilité spatio-temporelle de la neige et des facteurs environnementaux a été développé, testé et appliqué pour l'estimation des risques d'englacement sur cinq plans d'eau du bassin hydrographique.

2. Données et méthodes

2.1 Site d'étude

Le site d'étude est situé dans la région administrative de la Mauricie, au Québec, sur les limites administratives de la municipalité de Saint-Mathieu-du-Parc. Il est constitué de cinq lacs, soit le lac En Croix, le lac Barnard, le lac Petit Shawinigan, le lac Shawinigan et le lac Wapizagonke (Figure 1). Le lac Barnard et le lac En Croix sont situés sur des terres publiques et se trouvent dans le bassin versant de la rivière Shawinigan sur le territoire de la municipalité. Ces deux lacs pourraient être considérés comme un seul plan d'eau puisqu'ils sont interconnectés par un rétrécissement, d'une largeur moyenne de 20 mètres comparable à un canal. Un total de 11 frayères à omble de fontaine a été aménagées sur ces deux plans d'eau. Les lacs Petit Shawinigan et Shawinigan sont situés en amont du lac Barnard et du lac En Croix sur le territoire de la Réserve faunique Mastigouche dans la municipalité de Saint-Alexis-des-Mont. Leurs niveaux d'eau sont situés à une élévation supérieure de 7,7 cm et de 12,7 cm respectivement, par rapport au lac En Croix. Aucune frayère aménagée ne se retrouve sur ces plans d'eau, mais deux caractérisations (SEPAQ, 2012 ; Malo, 2018) ont permis d'identifier neuf sites de fraie potentiels (Figure 1). On ne retrouve aucune entrave à la libre circulation du poisson entre ces quatre plans d'eau. Enfin, le lac Wapizagonke est situé en aval du barrage En Croix sur le territoire du Parc national de la Mauricie. Ce lac est composé de quatre bassins, mais un seul bassin dans lequel une frayère potentielle a été identifiée est inclus dans cette étude (Figure 1). L'intégration de ce plan d'eau à l'étude permet le maintien de la collaboration entre les instances provinciales et fédérales quant à la protection de la faune et de la biodiversité

2.1.1 Barrage En Croix

Le barrage En Croix est situé directement à l'exutoire du lac En Croix à environ 100 mètres de la limite administrative du parc National de la Mauricie (Figure 1). Celui-ci est régi par la Direction générale des barrages (DGB) qui en a modifié le mode de gestion entre 2019 et 2021. Cette structure de contrôle permet dorénavant de maintenir une élévation des eaux optimales à la navigation sur les lacs En Croix et Barnard durant la période estivale afin de faciliter l'accès aux propriétés aux pourtours des lacs. Durant la période printanière, 3 poutrelles de 150 cm de longueur x 150 mm de hauteur sont installées afin de rehausser le seuil maximal à une élévation de 321.32 m durant la période estivale. Celles-ci sont retirées à l'automne afin d'abaisser le niveau d'eau à un seuil maximal de 320.87 m et réduire les impacts du gel et des crues printanières sur les différentes installations de villégiature comme les hangars à bateau. Étant donné que les quatre lacs sont interconnectés, leurs niveaux d'eau sont régulés de façon homogène et l'impact de la gestion des niveaux est observable en amont sur l'ensemble du site d'étude. En somme, la gestion du barrage module le niveau d'eau du site d'étude d'environ 0.45 m au cours d'une année hydrologique.

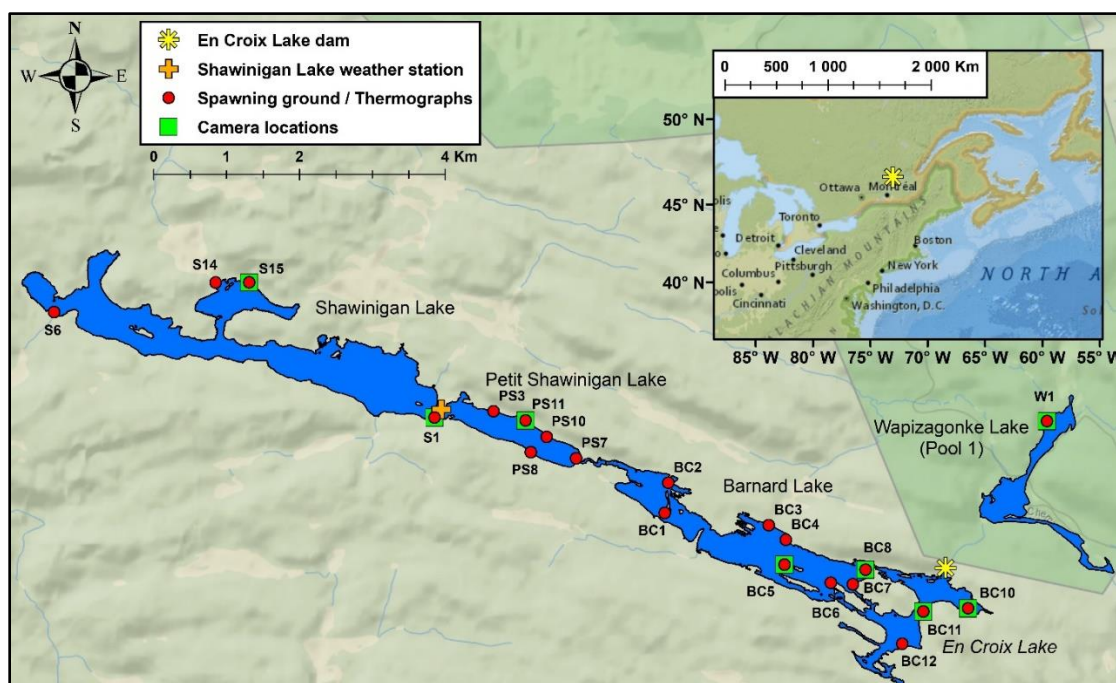


Figure 1.III Site d'étude localisé dans la municipalité de Saint-Mathieu-du-Parc, Québec, Canada.

2.2 Acquisition de données

2.2.1 Données météorologiques

La température de l'air a été mesurée au site d'étude à l'aide d'une station météorologique automatique Hobo-U30 installée entre les lacs Petit Shawinigan et Shawinigan durant l'hiver 2021-2022 (Figure 1). La station enregistre à chaque 30 minutes, la température moyenne, l'humidité relative, l'épaisseur de neige au sol, la direction et vitesse du vent et la pression barométrique. Pour modéliser la croissance de glace sur une plus longue période, les données de température de l'air et d'épaisseur de neige de la station de St-Alexis-des-Monts, située à 29,3 km au SO du site ont été utilisées. Cette station (ID 7016816) fait partie du réseau de suivi d'Info-Climat du Ministère de l'Environnement, de la Lutte contre les Changements Climatiques, de la Faune et des Parcs (MELCCFP) et enregistre des données depuis 1981. Les données de températures de la station de St-Alexis-des-Monts ont été corrigées à partir d'une régression linéaire simple sur les données de la station Hobo-U30, permettant de retirer le biais moyen de température engendré par la différence d'élévation entre les deux stations (Annexe 1).

2.2.2 Échantillonnage in situ des conditions de glace

Les travaux d'échantillonnage se sont échelonnés sur deux années consécutives (Tableau 1). Les variables mesurées sont les mêmes pour les deux années, soient l'épaisseur totale de glace (cm), l'épaisseur de glace de congélation ou « glace noire » (cm), l'épaisseur de glace de regel ou « glace blanche » (cm), la hauteur de neige (cm), et la profondeur d'eau sous la glace (cm). La campagne 2021-2022 s'est déroulée entre le 24 janvier et le 15 mars. Les 21 sites de frayères potentielles et aménagées ont été visités à trois reprises. Chaque site a été échantillonné à trois endroits, le premier trou directement au centre de la frayère et les deux trous supplémentaires à 5 mètres de distances les uns des autres vers le centre du lac (Figure 2). Les trous 1 et 3 ont été percés à l'aide d'une tarière électrique de 15 cm de diamètre, permettant d'insérer une jauge d'épaisseur de glace Kovacs. L'épaisseur totale de glace (cm) a été mesurée à chacun des trous à l'aide de cet outil alors que la stratigraphie des différentes couches de glaces a été mesurée au trou central seulement (trou 2). Pour ce faire, un carottier Kovacs Mark II d'un diamètre de 9 cm et d'une hauteur de 1 mètre a été utilisé. Une fois la carotte de glace extraite, la mesure des différentes couches était réalisée

à l'aide d'un ruban à mesurer. Cette information permet d'évaluer la variabilité spatiale des différentes couches de glace entre les sites échantillonnés. La mesure de la stratigraphie a débuté lors de la sortie 2; nous ne disposons donc pas de valeur pour la première sortie. La hauteur de neige (cm) a quant à elle été mesurée à chaque trou en plus de quatre mesures aléatoires supplémentaires dans un rayon de 5 mètres autour du trou central. À partir de ces valeurs, une hauteur de neige moyenne a été calculée pour chaque site.

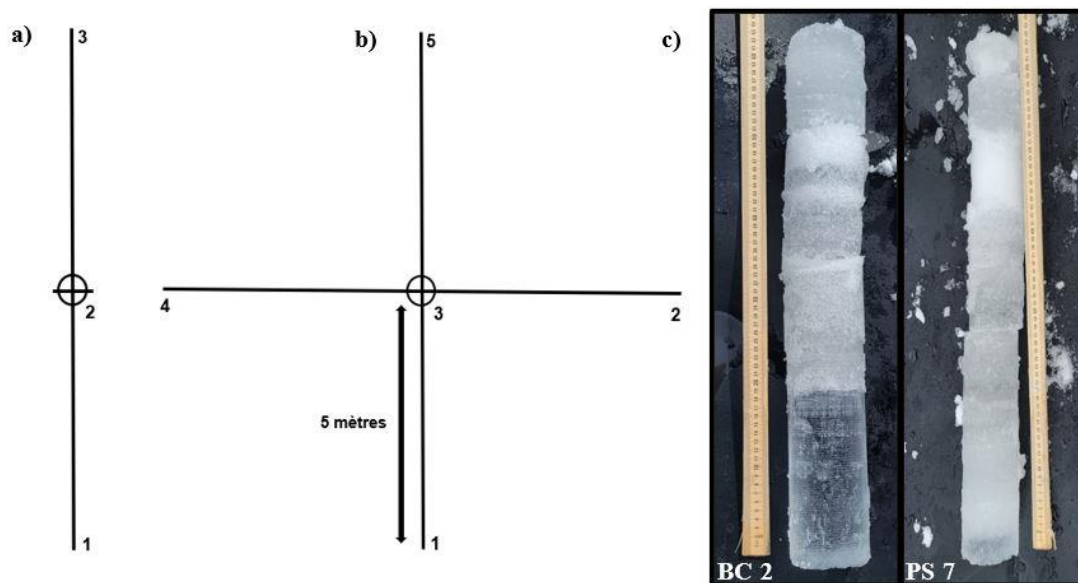


Figure 2.III Schéma d'échantillonnage des travaux terrain et exemple de carottes de glace échantillonnées. Le schéma a) représente les points d'échantillonnage durant la saison 2021-2022. Le point #2 correspond au lieu d'échantillonnage de la carotte de glace. Le schéma b) représente les points d'échantillonnage durant la saison 2022-2023. Les points # 3 et 5 correspondent au lieu d'échantillonnage des carottes de glace. Les deux carottes de glace c) présentées à la droite de la figure ont été échantillonnées le 9 mars 2022 sur les lacs Barnard et En Croix (site BC2) et Petit Shawinigan (site PS 7) (voir Figure 1 pour la localisation des sites).

La deuxième campagne s'est déroulée entre le 24 janvier et le 6 mars 2023. En raison de contraintes financières, le nombre de sites échantillonnés a été réduit à six. Les lacs En Croix et Barnard ont été privilégiés en raison de leur accessibilité. Les sites ont été sélectionnés en fonction de la sécurité d'accès et afin d'obtenir des expositions au vent contrastées. Deux tiers des sites ont ainsi été échantillonnés sur chaque lac (BC 3/4/5/6/10/11, voir Figure 1) et ceux-ci ont été visités au cours de la même journée à cinq reprises pendant l'hiver (Tableau 1). Le protocole de mesure est resté sensiblement le même, mais deux trous supplémentaires ont été percés en les séparant de 5 mètres, afin de mieux capturer les variations intra-sites de l'épaisseur de glace à chacun des sites. De plus, une carotte de glace supplémentaire a été récoltée (trou 5) permettant d'évaluer si les

processus de croissance de glace de congélation et de glace blanche varient au sein d'un même site. L'ensemble des observations ont été utilisées pour calibrer et valider le modèle prédictif d'épaisseur de glace.

Les conditions d'englacement et la phénologie du couvert de glace ont aussi été analysées à l'aide de caméras time-lapse BOLY SG2060-K déployées à proximité de huit frayères la première saison (Figure 1) et des six frayères rééchantillonnées la deuxième saison. Ces caméras ont enregistré une photo par heure durant la période d'ensoleillement (08:00 à 16:00 EST). Durant la première saison, deux sites de frayère potentielle ont été sélectionnés sur chacun des lacs afin qu'une caméra observe un site davantage exposé au vent et un autre moins exposé. Les photos ont permis de déterminer avec exactitude la date d'apparition de la première couche de glace et le moment d'englacement stable à chacune des frayères suivies (Tableau 2).

Tableau 1-III Caractéristiques du site d'étude et spécifications des travaux terrains.

Lac	En Croix	Barnard	Petit Shawinigan	Shawinigan	Wapizagonke
Profondeur maximum (m)		30.5	32.6	79.2	32.4
Superficie (km²)		2.3	0.6	3.23	X
Volume (m³)		2 354 207	611 251	3 316 273	X
TMAA, °C¹			4.36		
Précipitation totale (mm/y)²			1033		
Neige/Précipitation total (%)²			24		
Date d'englacement (2021-22)³	30 Nov	30 Nov	5-7 Déc	2 Déc	30 Nov
Campagnes de mesures 2021-2022					
Visite 1	24 Jan	25 Jan	31 Jan	1 Fév	2 Fév
Visite 2	14 Fév	14, 16 Fév	16, 18, 28 Fév	28 Fév	21 Fév
Visite 3	8 Mar	8, 9 Mar	9, 15 Mar	15 Mar	17 Mar
Campagnes de mesures 2022-2023					
Visite 1	24 Jan	24 Jan			
Visite 2	30 Jan	30 Jan			
Visite 3	9 Fév	9 Fév	X	X	X
Visite 4	21 Fév	21 Fév			
Visite 5	6 Mar	6 Mar			

¹ TMAA: température annuelle moyenne de l'air. La TMAA et les données climatiques fournies ici sont dérivées des moyennes climatiques (1981-2022) de la station météorologique Info-Climat de St-Alexis-des-Monts (ID de station climatique 7016816).

² : Données obtenues à partir de la station météorologique de Saint-Alexis-des-Monts.

³ : Données obtenues à partir des caméras automatiques.

2.3 Modélisation de l'épaisseur de glace

Un modèle simple de croissance à degrés-jours et dérivé de l'équation de Stefan (Équation 1) a été utilisé dans plusieurs études dans le but de prédire l'épaisseur de glace (Bilello, 1961; US Army, 2006; Murfitt et al., 2018). Celui-ci relie l'épaisseur de glace (h) aux degrés-jours de gel cumulés ($AFDD$) via un coefficient représentant les conditions environnementales à la surface, telle que l'effet isolant du couvert de neige, l'ombrage et l'exposition au vent (a) (Prowse et Beltaos, 2002).

$$h = a * AFDD^y \quad (1)$$

Cette équation a été adaptée afin de générer des prédictions autant sur les lacs (Murfitt et al., 2018), sur les rivières (US army, 2006) que sur la mer (Bilello, 1961) tout en prenant en compte les conditions d'exposition et d'isolation de la couverture de glace. De façon générale, lorsque l'équation est appliquée à un lac présentant une couverture neigeuse, les valeurs de a se situent entre 1,7 et 2,4 cm/ (°C· Jour)^{0.5} avec une valeur de 0,5 pour l'exposant y (Michel, 1971; Murfitt et al., 2018).

La formule de Stefan suppose que la croissance de glace débute directement lorsque la première température négative est enregistrée. En réalité, ce n'est pas toujours le cas car la colonne d'eau doit d'abord être refroidie à son point de congélation. Beltaos et Prowse (2002) mentionnent d'ailleurs que l'équation 1 génère de meilleures prédictions lorsque la couche de surface est déjà formée. L'inertie thermique de l'eau peut être prise en compte en ajoutant une constante (C) aux degrés-jours afin de tenir compte du décalage entre la première température négative et la date réelle du début de la croissance de glace (Équation 2) (e.g. Seidou et al., 2005).

$$h = a * (AFDD - C)^{0.5} \quad (2)$$

L'hétérogénéité spatiale des conditions de surface (épaisseur de neige, densité de la neige, rayonnement solaire, température de l'air) et leurs impacts sur les processus d'englacement et de croissance de glace sont largement documentés dans la littérature (Solarski et Rzetala, 2021; Solarski et Szumny, 2020; Duguay et al., 2003; Adams et Roulet, 1980) et doit être prise en compte lors de la calibration du coefficient a dans les modèles à degrés-jour.

L'approche la plus commune est de calibrer un coefficient unique pour un lac, sans considérer l'hétérogénéité spatiale au sein de celui-ci (e.g. Murfitt et al., 2018) et ainsi prédire une valeur d'épaisseur de glace totale en ignorant les différents types de glace et leurs processus de croissance respectifs. La formule de Stefan (Équation 2) génère des valeurs de glace de congélation globalement précises mais tend à surestimer les valeurs d'épaisseur de glace totale (i.e., glace de congélation + glace blanche) lorsque le coefficient a est calibré pour prédire l'épaisseur totale (Michel, 1971).

Habituellement, la densité de la glace de congélation avoisine 0.9, lui permettant de flotter. L'accumulation de neige sur le couvert de glace engendre un calage progressif de la colonne de glace. Ce phénomène varie de façon spatiotemporelle et est fonction de l'épaisseur de neige accumulée en surface (HS_t), de sa densité et de l'épaisseur de glace de congélation déjà formée. La pression exercée par la descente du couvert nival, force l'eau à remonter par les fissures de la glace et inonde une partie du couvert neigeux. Pour une densité typique de 0.9 pour la glace de congélation et de 0.2 pour de la neige fraîche balayée par le vent en surface, le niveau d'eau remonte et se stabilise à une distance sous la surface de neige correspondant à peu près à la moitié de l'épaisseur de la glace de congélation (Michel, 1971, p.78). Le regel de ce mélange d'eau et de neige forme la glace blanche (Mackay et al. 2017; Mackay, 2019). Dans la présente étude, l'équation empirique (2) a été modifiée afin de prendre en compte les deux principaux processus d'épaississement de la glace de lac dans les climats tempérés froids, soit la glace de congélation et la glace blanche. Un terme supplémentaire a donc été ajouté à l'équation 2 afin de représenter explicitement la croissance de glace blanche, selon Michel (1971) (Équation 3).

$$h_{t,s} = a_s(AFDD_t - C_s)^{0.5} + \max(0, b_s[(HS_t + HS_t * W_s) - 0.5 * a_s(AFDD_t - C_s)^{0.5}]) \quad (3)$$

Où h , a , $AFDD$ et C sont définis tel que précédemment dans les équations 1 et 2; les indices t et s représentent respectivement le temps et l'espace (site); HS_t représente l'épaisseur de neige variable dans le temps, mesurée hors du lac et modifiée spatialement par un facteur d'exposition W_s sur le lac; b_s représente un second facteur empirique à ajuster, variable

dans l'espace, qui relie l'épaisseur de glace blanche à l'accumulation de neige sur le glace et à l'épaisseur de glace noire sous-jacente.

L'enregistrement des valeurs d'épaisseur de neige (HS_i) à l'aide d'une station météorologique permet d'effectuer un suivi temporel de l'évolution du couvert de neige durant la saison. Les sites d'échantillonnage sont tous situés dans un rayon d'environ 8 km; les précipitations de neige dans le système d'étude sont donc considérées homogènes. L'accumulation de neige sur le lac sera néanmoins variable en raison de la redistribution par le vent. La variable W_s est introduite dans l'équation 3 afin de représenter cette variabilité. Des travaux antérieurs (Dharmadasa et al., 2023) ont démontré que l'accumulation préférentielle de neige dans un milieu ouvert sous l'influence du vent se produisait principalement dans une zone où la distance à la lisière forestière est inférieure à 10 fois la hauteur de la canopée (soit 120 mètres sur notre site d'étude). L'indice W_s représente cette zone d'accumulation préférentielle, via l'augmentation de l'épaisseur du couvert nival vers la berge dans la direction du vent dominant. L'indice est calculé à l'aide de la distance la plus courte à la berge dans la direction dominante du vent pendant la période de croissance de glace ($D_{windward}$), de la distance maximale d'influence, $D_{max} = 120m$ et d'un indice d'exposition au vent (W_{exp}) (Équation 4). L'indice W_{exp} est calculé à partir d'un modèle numérique de hauteur de canopée généré à l'aide de données lidar de résolution spatiale de 1 mètre (MRNF, 2023) et de la direction dominante du vent à l'aide de l'outil « Wind Effect » implémenté dans SAGA-GIS (Bohner et Antonic, 2009).

$$W_s = \frac{D_{max} - D_{windward}}{D_{max}} \times W_{exp} \quad (4)$$

La variable W_s varie entre 0 et 0,907, avec des valeurs plus élevées indiquant un plus grand potentiel d'accumulation préférentielle de neige sous l'influence du vent.

Dans l'équation 3, les coefficients a_s et b_s peuvent varier spatialement. Le coefficient a_s qui détermine la croissance de glace noire peut varier entre les sites, en raison de facteurs environnementaux affectant le bilan d'énergie, comme l'épaisseur de neige, l'intensité du rayonnement solaire et le vent, mais aussi la présence de tributaires qui augmentent la turbulence de l'eau et dans certains cas empêchent même la formation de glace pendant

toute la saison (Brown et Duguay, 2010). Dans le terme de droite de l'équation 3, le niveau de calage de la glace et la formation de glace blanche qui en résulte varie spatialement entre les sites selon l'accumulation de neige, qui elle dépend du facteur d'exposition W_s . Toutefois, des variations spatiales de la densité de neige et des effets de résistance au calage, comme les effets de ponts qui se manifestent surtout près des berges, vont influencer sur le niveau d'affaissement hydrostatique du couvert de glace et du manteau nival sus-jacent. La variabilité spatiale du coefficient b_s permet de représenter ces effets non mesurés.

Différentes variantes de modèles ont donc été testés pour ajuster les coefficients a_s et b_s selon les conditions environnementales des sites, en introduisant premièrement un effet aléatoire sur a_s et b_s , puis en conditionnant a_s et b_s sur différents prédicteurs environnementaux potentiels afin d'améliorer la performance du modèle pour simuler l'hétérogénéité spatio-temporelle de l'épaisseur de glace. Différents prédicteurs ont été testés, soit l'exposition au vent (W_{exp}), la radiation solaire potentielle (SR), la profondeur de l'eau (D), la hauteur de neige au-dessus de la glace ($HSAI_{s,t}$), la hauteur de neige au sol mesurée à la station de référence (HS_t) et la présence d'un tributaire à proximité (Tri_s). À la suite de l'analyse de l'ensemble des combinaisons, deux prédicteurs ont été jugés utiles et retenus comme prédicteurs potentiels, soit l'épaisseur de neige sur la glace mesurée directement au site ($HSAI_{s,t}$) à chaque visite ainsi que la présence (1) ou absence (0) d'un tributaire dans un rayon de 20 m du site (Tri_s) (Équations 5a et 5b) :

$$a_s = a_0 + a_1 * Tri_s + u_{a,s} \quad (5a)$$

$$b_{t,s} = b_0 + b_1 * HSAI_{s,t} + u_{b,s} \quad (5b)$$

Où a_0 représente la valeur moyenne du coefficient a_s , a_1 représente l'effet fixe des tributaires sur le coefficient a_s , b_0 représente la valeur moyenne du coefficient b_s et b_1 l'effet fixe de $HSAI_{s,t}$ sur le coefficient b_s . Le prédicteur tributaire (Tri_s) est utilisé pour ajuster le coefficient a_s afin de représenter les variations spatiales de la croissance de la glace noire en fonction de ce phénomène inhibiteur (Équation 5a). Pour une épaisseur de glace noire donnée, le niveau de calage de la colonne de glace en réponse à une accumulation de neige donnée variera en fonction de la densité de la neige et des effets de ponts qui offrent une résistance au calage. La hauteur de neige au-dessus de la glace

($HSI_{s,t}$) est utile dans ce contexte car elle reflète cette variabilité spatiale dans le calage, c.à.d. $HSI_{s,t}$ sera plus épais aux sites où la résistance au calage est accrue; $HSI_{s,t}$ a donc été considéré comme prédicteur potentiel pour ajuster le coefficient $b_{t,s}$ dans l'équation 5b. $u_{a,s}$ et $u_{b,s}$ représentent les effets aléatoires inter-sites dont la distribution est supposée normale avec une moyenne nulle et une variance à estimer. Ces effets aléatoires permettent de représenter la variabilité spatiale résiduelle dans a_s et b_s non représentés par les effets fixes.

Les équations 3 et 5 représentent les composantes d'un modèle non-linéaire multi-niveau, ou « mixte » (Pinheiro and Bates, 2000 ; Gelman and Hill, 2007) et ont été ajustées aux observations via la méthode du maximum de vraisemblance avec le package *nlme* (Pinheiro and Bates, 2023). Un total de sept modèles a été comparé afin de tenir compte de la variabilité inter-sites et des facteurs environnementaux. Les premiers modèles correspondent aux équations de référence (équation 2 et 3) et ne tiennent pas compte de la variabilité spatio-temporelle des coefficients a et b . La variabilité spatiale a ensuite été considérée en introduisant premièrement et seulement les effets aléatoires ($u_{a,s}$, $u_{b,s}$). L'inclusion des effets fixes (Tri_s , $HSI_{s,t}$) a ensuite été considérée afin de réduire la variabilité inter-sites et améliorer la prédiction des modèles empiriques. Les prédicteurs environnementaux retenus ont été sélectionnés en utilisant une méthode ascendante d'addition de variables pas à pas dans le modèle (Pinheiro and Bates, 2000 ; Zuur et al. 2009). Cette méthode implique l'ajout séquentiel de différents prédicteurs, pour évaluer leur impact sur les coefficients et les prédictions du modèle.

2.3.1 Calibration et validation du modèle de croissance de glace

Le critère d'information d'Akaike (AIC) a été utilisé pour comparer les modèles ayant une même structure aléatoire entre eux. L'AIC est un indicateur statistique qui prend en compte à la fois la qualité d'ajustement du modèle aux données et la complexité du modèle (nombre de paramètres). Les modèles ont été ordonnés en utilisant le ΔAIC , soit la différence d'AIC entre le modèle candidat et le modèle présentant le plus petit (meilleur) AIC (Burnham and Anderson, 2002). Pour évaluer la performance des différents modèles, le coefficient de détermination (R^2) et l'écart quadratique moyen (RMSE) ont été utilisés. Le coefficient de

détermination représente la fraction de la variance des observations expliquée par le modèle. Dans le cas d'un modèle multi-niveau ou mixte, ce coefficient peut être séparé en deux composantes, soit le R^2 marginal et conditionnel. Le R^2 marginal indique la performance de prédiction avec les effets fixes seulement, alors que le R^2 conditionnel représente la performance avec les effets fixes et aléatoires combinés (Nakagawa et al., 2017). Le RMSE est une métrique absolue, qui permet de quantifier la différence entre les valeurs réelles et les valeurs prédites par le modèle dans leurs unités natives. Globalement, les valeurs faibles de RMSE suggèrent une meilleure adéquation du modèle aux données observées (Chai et Draxler, 2014). La combinaison de ces indicateurs statistiques permet l'évaluation globale des modèles. Toutes les analyses statistiques ont été réalisées à l'aide du logiciel R (R Development Core Team, 2022).

La validation croisée Leave-One-Out (LOOCV) a été utilisée pour évaluer la robustesse du modèle. Cette méthode a permis d'estimer la performance du modèle en le testant sur chaque observation individuellement, évitant ainsi le surajustement potentiel. Chaque mesure d'épaisseur de glace, indépendamment du site, du lac et de l'année a été retirée tour à tour de la calibration et utilisée comme valeur test. Les erreurs de validation croisée, telles que le $(RMSE_{cv})$, ont été calculées pour chaque itération, fournissant une mesure de la performance du modèle. Le RMSE a ensuite été calculée globalement pour tous les sites ainsi que par site. Cette approche méthodologique renforce la crédibilité de notre modèle en démontrant sa capacité à généraliser de manière fiable à de nouvelles observations (Wilks, 2011).

2.4 Impact de l'englacement sur la reproduction

Le meilleur modèle de croissance de glace a été utilisé pour simuler l'épaisseur de glace à chaque site de frayère puis sur toute la zone d'habitat potentiel des lacs. Les zones d'habitat potentiel ont été définies comme celles comprises entre 0 et 2 mètres de profondeur, un critère utilisé pour définir la zone littorale dans des études antérieures (Lacasse et Magnan, 1992 ; Rodríguez et Magnan, 1993 ; Pépino et al. 2024), mais l'approche peut facilement se généraliser à d'autres valeurs seuils. Cette zone d'habitat varie en fonction du niveau d'eau, de l'épaisseur de glace, de la bathymétrie, et de la topographie de la rive de chaque lac. Nous avons ensuite estimé les pertes d'habitat potentielles causées par la modulation

du niveau d'eau au barrage et à l'englacement des zones peu profondes des lacs. Pour ce faire, nous avons utilisé un modèle numérique d'élévation basé sur la bathymétrie des lacs et un modèle numérique de terrain lidar d'une résolution de 1m, issu des données ouvertes du gouvernement du Québec (MRNF, 2023). La bathymétrie des lacs a été réalisée pendant la saison estivale 2022 à l'aide d'un Seafloor Sonarmite DFX double fréquence et d'un récepteur GNSS Trimble R12, permettant une précision d'environ 1mm ou 0,1% de la profondeur. En utilisant l'outil Topographie vers Raster disponible dans l'extension analyste spatial (ESRI), nous avons généré un raster à partir des points bathymétriques et d'une couche du contour des lacs de la base de données topographiques du Québec (BDTQ) à une échelle de 1/20 000, ramenée au niveau d'eau moyen. Le niveau d'eau a été mesuré lors de chaque campagne d'échantillonnage bathymétrique à l'aide du même récepteur GNSS Trimble R12. Toutes les opérations liées à la bathymétrie ont été réalisées par la Direction générale des Barrages (DGB) du Gouvernement du Québec.

L'évaluation des impacts de la modulation des niveaux d'eau et de l'englacement sur les habitats de frayère se décompose en trois périodes distinctes (Figure 3). Trois niveaux d'eau d'intérêt ont été utilisés pour le calcul de la perte d'habitat, soit le niveau d'eau en fin d'été avant la modulation (Figure 3a), le niveau d'eau à la suite de l'abaissement après la modulation dans la première semaine de septembre (Figure 3b) ainsi que le niveau de glace le plus bas durant la période d'incubation (Figure 3c). Tous les niveaux sont définis en mètres par rapport à au système de référence altimétrique CGVD28. À l'aide des deux premiers niveaux d'eau, il est possible de calculer une perte de superficie d'habitat potentiel avant la reproduction. Ainsi, les pixels du raster de bathymétrie présentant une valeur négative à la suite de la soustraction des niveaux d'eau avant vs. après modulation du niveau d'eau ont été classifiés comme étant exondés. Les pixels ayant des hauteurs d'eau entre 0 et 2 mètres après la modulation du niveau d'eau représentent alors la nouvelle zone d'habitat potentiel disponible pour la reproduction. La perte de superficie post-reproduction est quant à elle estimée comme la différence entre la superficie d'habitat disponible au niveau d'eau le plus bas (Figure 3b) durant la période de reproduction et la superficie d'habitat disponible restante après l'ajout de l'épaisseur de glace maximale durant la période d'incubation (Figure 3c).

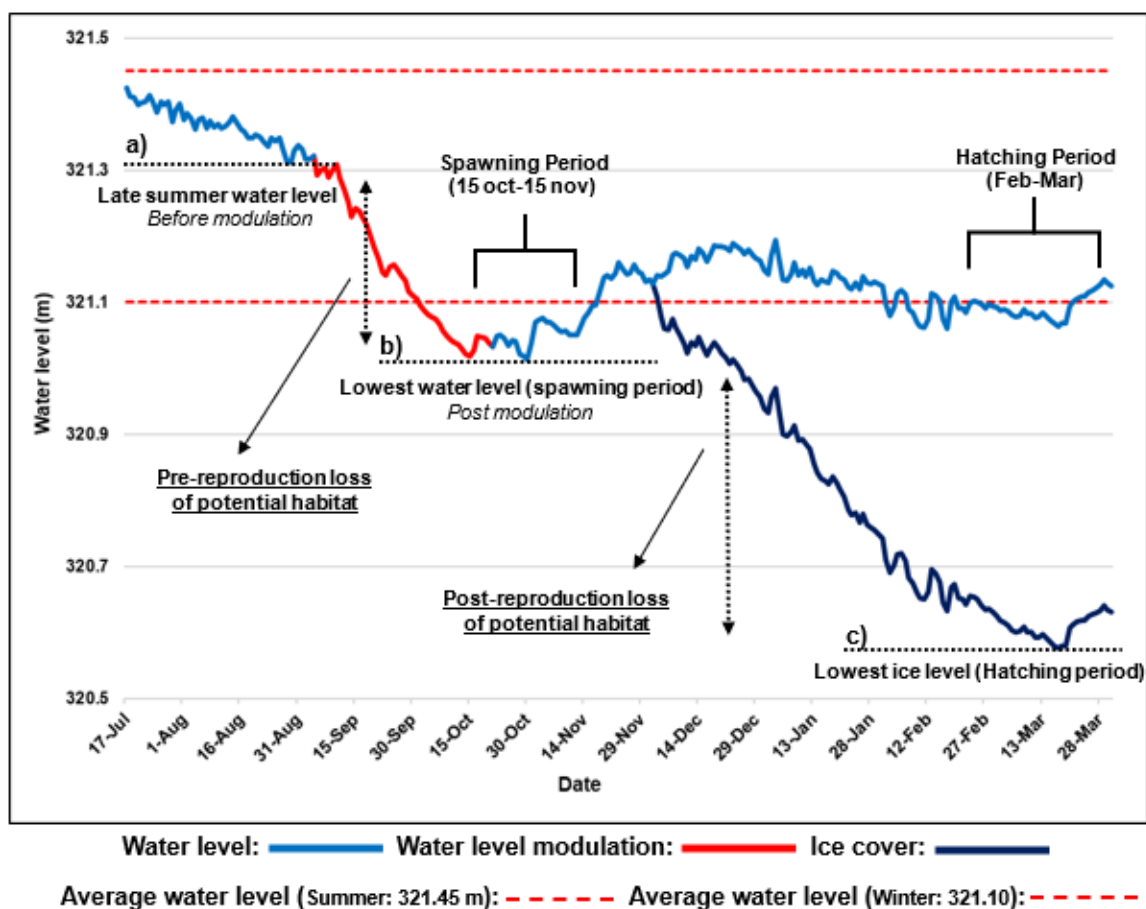


Figure 3.III Schéma conceptuel du calcul de perte d'habitat potentiel dans un lac. La figure illustre les trois niveaux d'eau de façon graphique et schématique. Les niveaux identifiés dans le graphique en haut de la figure sont illustrés dans le schéma au bas de la figure et correspondent à une superficie. Les zones bleu clair dans le schéma sont accessibles en tout temps pour le poisson (a-b-c). La zone grise correspond à la superficie perdue en raison de l'abaissement du niveau d'eau (b-c). La zone bleu foncé correspond à la superficie perdue en raison du contact de la glace avec le fond du lac (c). Ces trois valeurs permettent de déterminer l'impact potentiel de la modulation du niveau d'eau combiné à la croissance de la couverture de glace sur l'habitat de reproduction, défini comme la zone 0-2m après modulation du niveau d'eau.

2.5 Reconstruction historique et outil d'évaluation du risque

La reconstruction historique (1981-2023) de l'épaisseur de la glace sur les sites de reproduction, ainsi que sur les lacs à l'étude, et le calcul des superficies disponibles pour la reproduction ont suivi une méthodologie basée sur les procédures décrites dans la section 2.4. Tout d'abord, l'épaisseur de glace maximale sur le site de reproduction a été modélisée pour chaque année en utilisant le meilleur modèle de croissance de glace, alimenté par les données météorologiques de la station de référence de Saint-Alexis-Des-Monts. Cette modélisation a été réalisée en utilisant les valeurs annuelles d'épaisseur de neige maximale observée à la station et les degrés-jours-de-gel cumulés comme paramètres d'entrée.

La modélisation de l'épaisseur de glace totale sur les lacs à l'étude a permis de générer des cartes (rasters) d'épaisseur pour chaque année, avec une résolution spatiale de 1m. Le modèle utilisé correspond à l'équation 3 intégrant l'effet des tributaires (Tri_s : équation 5a). Une carte d'épaisseur moyenne a été produite pour la période 1981-2023, ainsi que deux cartes représentant les 2.5^e et 97.5^e percentiles de l'épaisseur de glace à chaque pixel sur la période, afin de représenter la variabilité historique due aux aléas climatiques. Ces deux cartes capturent ainsi 95% des valeurs prédites durant la période historique. Ces cartes ont servi de référence pour évaluer les pertes de superficie dues à l'englacement et à la modulation du niveau d'eau.

Les niveaux d'eau moyens observés pendant les périodes estivales et hivernales sur cette période ont été utilisés pour estimer et illustrer les superficies disponibles avant et après la modulation du niveau d'eau. Plus spécifiquement, la superficie disponible avant la modulation (figure 3a) correspond au niveau moyen en été (321.45m), tandis que la superficie après modulation (figure 3b) correspond au niveau moyen en hiver (321.10m). Enfin, pour évaluer la superficie disponible pendant la période d'incubation (figure 3c), le niveau d'eau moyen en hiver a été utilisé, duquel les cartes d'épaisseur de glace (moyenne et 2.5^e et 97.5^e percentiles) ont été soustraites.

Par la suite, un outil d'évaluation du risque a été développé à partir de cette méthodologie. Les superficies disponibles ont été calculées pour tous les niveaux d'eau entre 320.5m et 322m suivant des intervalles de 0.05m, en prenant compte la variabilité historique de l'englacement. L'objectif de cet outil est de déterminer la sensibilité de la perte d'habitat

potentiel aux variations de niveau d'eau, en tenant compte des aléas climatiques et de leur impact sur l'englacement. L'outil permet d'une part de contraster l'impact des modulations de niveau et des variations naturelles d'englacement sur la superficie d'habitat, et d'autre part d'éventuellement guider les gestionnaires de barrage sur un niveau d'eau optimal à conserver durant la période de reproduction dans le bassin hydrologique du lac En Croix.

3. Résultats

3.1 Conditions météorologiques

L'évolution des températures moyennes au cours des saisons 2021-2022 et 2022-2023 (Figure 4) présente des caractéristiques propres au climat tempéré froid du Québec. Au cours de la première saison (Figure 4a), des fluctuations de températures relativement élevées sont observées entre novembre et janvier, entraînant des redoux, des épisodes de pluies et de regel. Par exemple, en décembre, les écarts de températures atteignent 18.75°C, avec un maximum de 2.25°C le 13 décembre et un minimum de -16.5°C le 8 décembre. À partir de janvier, une transition significative s'opère avec une diminution substantielle des températures, accompagnée du passage des précipitations majoritairement liquides en début de saison à des précipitations solides. Les mois de février et mars sont également caractérisés par d'importantes fluctuations de température ($\pm 20^\circ\text{C}$) et parsemés d'épisodes de pluie. Ces variations climatiques reflètent la dynamique complexe de la saison hivernale, marquée par des changements brusques et des variations thermiques substantielles. Au courant de la saison, 1400.3 degrés-jours de gel ont été cumulés.

La première campagne d'échantillonnage a été réalisée à partir du 24 janvier peu après une chute de neige d'environ 30 cm entre le 16 et le 19 janvier. À la suite de cet épisode, l'épaisseur cumulative de neige au sol a considérablement augmenté, passant de 31 cm à 59 cm. Les températures étaient parmi les plus froides de la saison, avoisinant les -24°C , et aucun redoux n'a été observé pendant cette période. Ces conditions favorisent la formation de glace noire et le regel des possibles couches de slush en surface du lac. La deuxième campagne d'échantillonnage s'est déroulée entre le 14 et le 28 février pendant une période de fluctuation des températures, induisant des redoux, ce qui pourrait avoir favorisé le tassement du manteau neigeux, augmentant ainsi sa densité et réduisant sa capacité isolante. Malgré cela, d'importantes chutes de neige ont eu lieu, augmentant

l'épaisseur de neige au sol à 98 cm. La dernière campagne s'est déroulée entre le 8 et le 17 mars alors que les températures étaient relativement chaudes, ne descendant pas en dessous de -7 degrés Celsius. Cette période a permis de mesurer l'épaisseur de la glace à un stade potentiellement maximal de croissance, avec une hauteur de neige au sol atteignant son maximum saisonnier de 98 cm.

La deuxième saison se caractérise par d'importantes fluctuations de température tout au long de la saison, avec environ cinq épisodes de redoux entre les mois de novembre et mars (Figure 4b). Malgré ces variations, l'écart le plus marqué entre le 15 novembre et le 31 janvier est de 15°C, avec des températures maximales atteignant 1.9°C et des températures minimales descendant jusqu'à -14.1°C. En moyenne, les températures pendant cette période sont de -5.3°C, comparativement à -9.9°C pour la saison précédente (Figure 4a). Le total des degrés-jours de gel cumulé s'élève à 772.1. La majeure partie de l'accumulation de neige au sol, soit 65 cm (81.3%), s'est produite avant le 31 janvier. Les mois de février et mars ont été marqués par deux épisodes de froid plus intenses, avec des températures minimales atteignant -28°C le 3 février et -23°C le 25 février. L'accumulation de neige au sol a ralenti de manière significative pendant cette période, n'ajoutant que 15 cm supplémentaires pour atteindre un total de 80 cm pour la saison. Pendant cette période, les températures moyennes ont été légèrement plus basses, atteignant -6.98°C. Ces conditions sont plus chaudes que lors de la saison précédente, avec une moyenne de -8.77°C pour la même période (2021-2022).

Les conditions d'enneigement au sol lors des quatre premières campagnes d'échantillonnages sont restées sensiblement les mêmes avec une épaisseur d'environ 65 cm et aucune chute majeure de neige. La cinquième campagne a été effectuée à la suite d'une accumulation de 13 cm. La température moyenne lors des campagnes 1 et 2 était d'environ -15 °C. Entre la campagne 2 et 3, une période de froid intense (-28°C) aura probablement favorisé la croissance de glace noire et le regel des possibles couches de slush dans le couvert de glace. La 3^{ème} campagne a été la plus chaude avec une température moyenne de -1,2 °C avant de redescendre à -10 °C lors de la 4^{ème} campagne. L'échantillonnage final s'est réalisé alors que la température moyenne oscillait entre 0°C et -4°C.

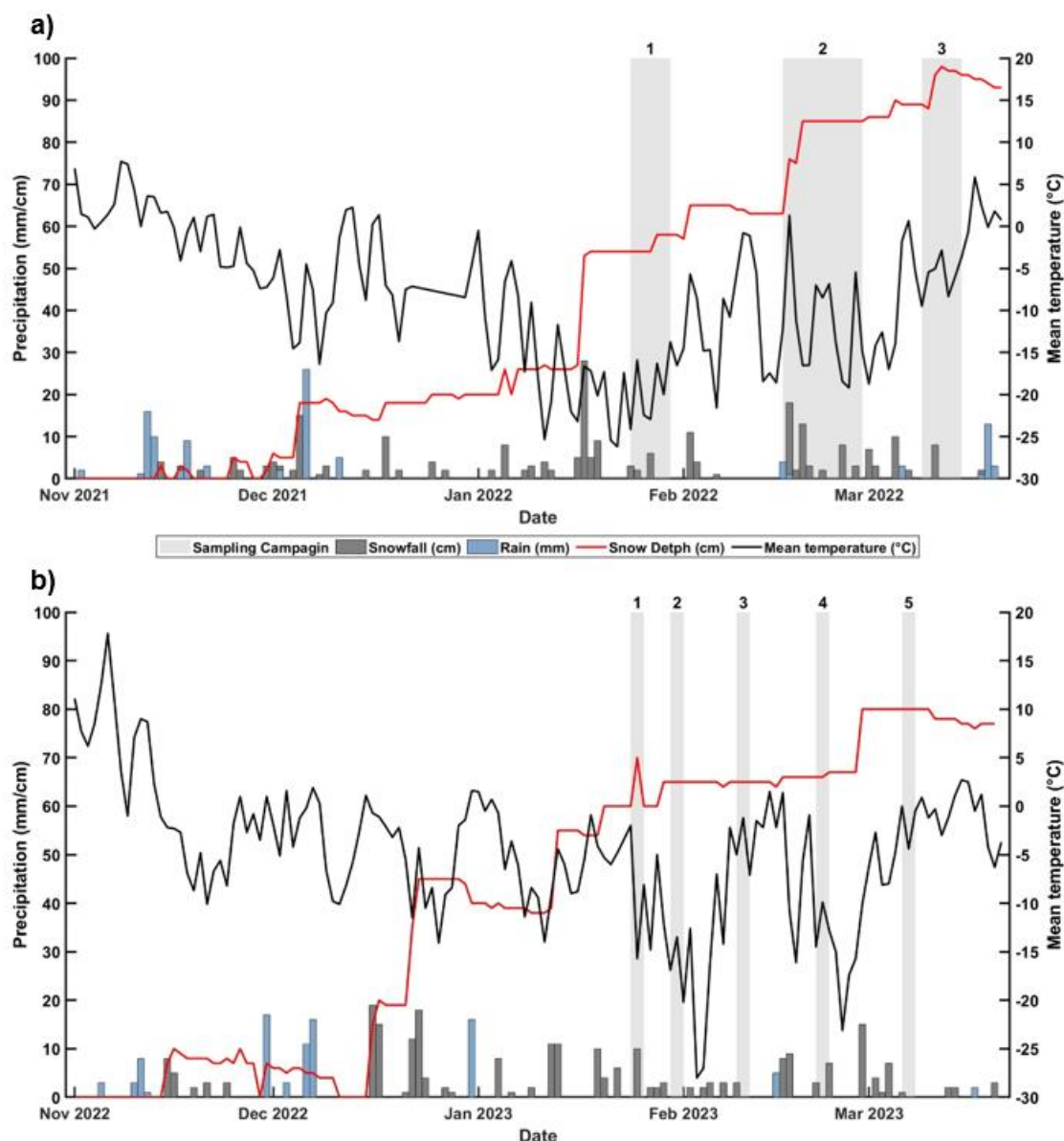


Figure 4.III Évolution des données météorologique durant les saisons 2021-2022 (a) et 2022-2023 (b). Le graphique présente l'évolution journalière de la hauteur de neige au sol, des températures moyennes et des précipitations liquide et solide. Les précipitations liquides sont identifiées en bleu alors que les précipitations solides, en gris. La température moyenne est représentée à l'aide de la courbe en noir et la hauteur de neige au sol en rouge. Les sorties d'échantillonnages sont illustrées par les zones ombragées en gris.

3.2 Stratigraphie de la glace

À l'exception de quelques mesures en début de saison, on constate que le couvert de glace est majoritairement composé de glace blanche et que cette proportion augmente plus on avance dans la saison (Figure 5a). La proportion moyenne (\pm écart-type) de glace blanche est passé de $64.6 \pm 9.7 \%$ à la sortie 2 à $75.3 \pm 8.9 \%$ à la sortie 3 durant la campagne

d'échantillonnage 2021-2022 ($n = 13$). Bien que l'on observe que le processus de croissance de glace blanche domine plus la saison avance, on retrouve tout de même un écart-type assez élevé qui témoigne de différences entre les sites (e.g., Figure 2c). Les résultats de la seconde campagne d'échantillonnage (Figure 5b) sont très similaires à ceux de la première. La proportion de glace blanche était de $56.67 (\pm 8.46) \%$ lors de la première sortie ($n = 6$), de $64.35 (\pm 8.82) \%$ lors de la troisième sortie ($n = 6$) et de $70.86 (\pm 6.70) \%$ lors de la cinquième sortie. Il est impossible de comparer les résultats entre la première sortie des deux campagnes en raison de l'absence de mesure de stratigraphie lors de la première sortie de la campagne 2021-2022. On retrouve cependant des valeurs extrêmement similaires entre la deuxième sortie (14-28 février 2021-2022) et la troisième sortie (9 février 2022-2023).

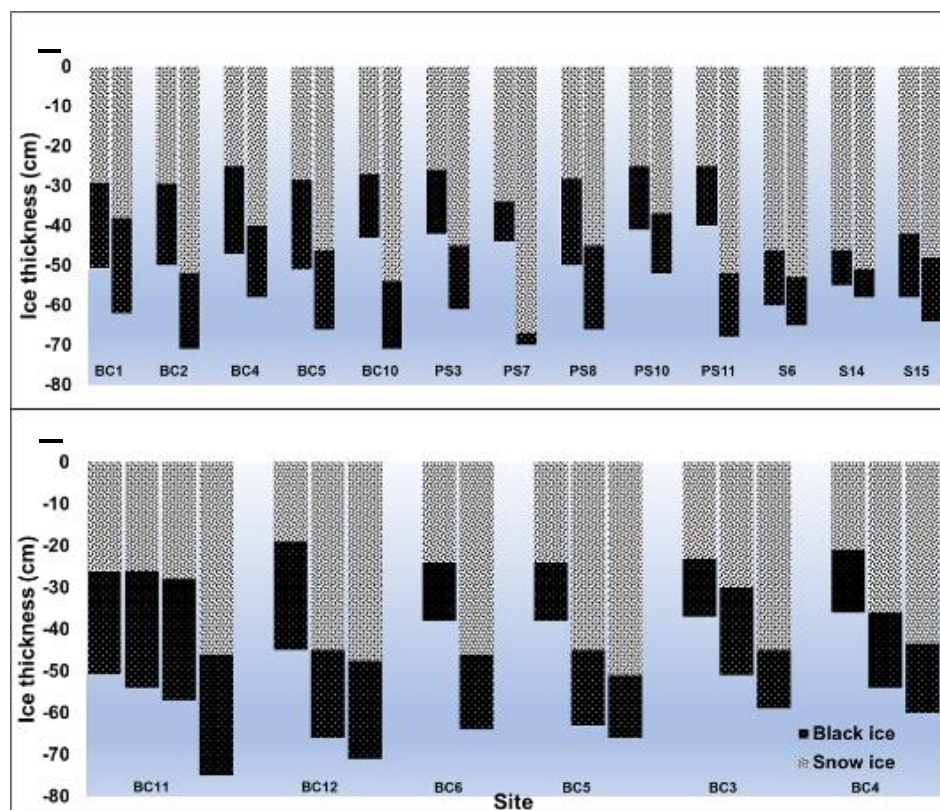


Figure 5.III Évolution saisonnière de la stratigraphie des différentes couches de glace. Le premier panneau (a) présente la stratigraphie pour les sorties 2 et 3 de la première campagne (2021-2022). Le deuxième panneau (b) présente la stratigraphie pour les sorties 1, 2, 3 et 5 de la 2e campagne (2022-2023). Les sorties sont identifiées par un chiffre au-dessus de chacune des bandes. Les dates correspondant aux différentes sorties terrains sont identifiées dans le tableau 1.

3.2.1 Épaisseur de glace totale et de neige

Les valeurs d'épaisseur de glace moyenne en fin de saison, soit au cours des dernières visites d'échantillonnage, sont très similaires entre les deux campagnes d'échantillonnage (Figure 6a/c). La moyenne pour la saison 2021-2022 est de 64.03 ± 7.98 cm ($n = 58$) et de 65.22 ± 6.51 cm ($n = 30$) pour la saison 2022-2023. Les valeurs d'épaisseur totale de glace varient entre 5 cm et 78 cm pour la première campagne d'échantillonnage et entre 34 cm et 75 cm pour la seconde campagne. L'écart entre les valeurs minimales sont associées à l'absence des sites avec tributaires en 2022-2023. La croissance de glace s'est effectuée de façon progressive et soutenue durant la première campagne (Figure 6a) avec une augmentation moyenne de 37.6 % entre la première et la seconde visite et de 35.7 % entre la deuxième et la troisième visite. L'évolution du couvert de glace durant la campagne de 2022-23 est plus détaillée en raison des deux visites supplémentaires. On y observe une augmentation de 5.1 % entre la 1^{ère} et 2^e visite, de 38.4 % entre la 2^e et la 3^e, de 13.5 % entre la 3^e et la 4^e et une légère diminution de 0.9% entre la 4^e et 5^e visite (Figure 6c). La croissance de la glace en début de saison a été plus lente et a augmenté de façon considérable en peu de temps.

Les valeurs moyennes d'épaisseur de neige au-dessus de la glace (HSAI) mesurées durant la première campagne d'échantillonnage sont assez similaires soit, 26.87 (± 10.8) cm pour la 1^{ère} visite, 24.20 (± 7.69) cm pour la 2^{ème} et 32.28 (± 8.22) cm pour la 3^{ème} et dernière visite (Figure 6b). Les écarts-type élevés témoignent d'une variabilité spatiale appréciable entre les 21 sites d'observation. Les valeurs de la 2^{ème} campagne en 2022-23 sont plus hétérogènes dans le temps, avec des épaisseurs de neige moyennes variant entre 16.98 (± 2.67) cm et 39.76 (± 2.7) cm et des écarts-types plus faible en raison du nombre de sites restreints (Figure 6d).

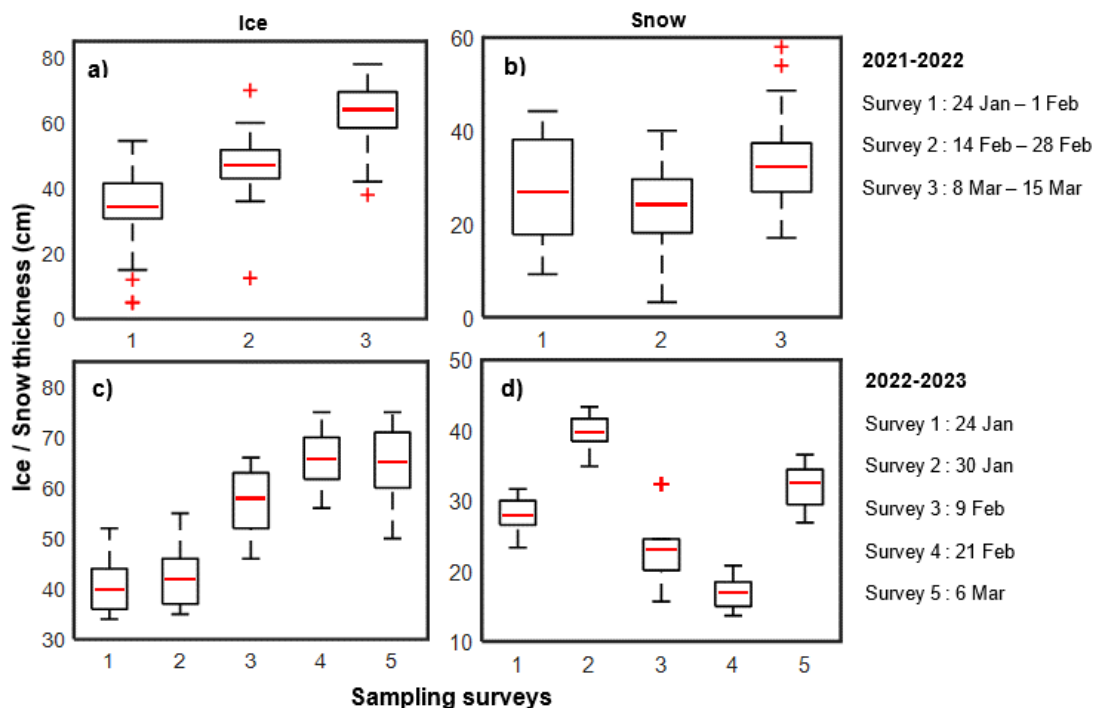


Figure 6.III Évolution saisonnière de l'épaisseur de glace et de neige. Les boxplots représentent les valeurs mesurées d'épaisseur de glace et de neige durant les deux saisons d'échantillonnage. On retrouve sur les boxplots, le minimum, le 25^e percentile, la moyenne, le 75^e percentile ainsi que le maximum. Les minimums et maximums exclus les valeurs extrêmes (croix rouges). Les dates correspondant aux différentes sorties sont identifiées à la droite de la figure. Les panneaux a) et c) correspondent aux valeurs d'épaisseur de glace et les panneaux b) et d) représentent les valeurs d'épaisseur de neige au-dessus de la glace.

3.2.2 Phénologie de la glace

La phénologie de la glace observée sur les lacs à partir des caméras time-lapse a permis de calculer la constante C qui représente l'inertie thermique du plan d'eau dans l'équation améliorée de croissance de glace (équations 2 et 3). La première apparition de glace a été observée sur le lac Wapizagonke à la frayère W1 le 11 novembre 2021 alors que seulement 3.5 degrés-jours-de-gel avaient été cumulés (Tableau 2). Les surfaces des sites aux lacs En Croix et Barnard ont gelé pour la première fois entre le 24 et le 25 novembre. Cependant, les derniers sites à geler sont ceux des lacs Petit Shawinigan et Shawinigan entre le 29 novembre et le 1^{er} décembre. La première couche de glace a ensuite disparu pour l'ensemble des plans d'eau, alternant entre l'eau libre et la glace pour quelques jours.

Bien que la date de première apparition soit différente entre la plupart des plans d'eau, la date d'apparition du couvert de glace stable est quant à elle assez similaire. En effet, le couvert de glace stable de cinq des huit sites de fraies potentiels est apparu le 30 novembre

2021. Le site S14 a ensuite gelé 3 jours plus tard tandis que le site S1 n'a pas gelé de toute la saison en raison de la turbulence de l'eau à cet endroit. Cette turbulence s'explique par un courant constant, car le site S1 est située à un rétrécissement entre les lacs Shawinigan et Petit Shawinigan, ce qui empêche la glace de se former. Le lac Petit-Shawinigan a finalement gelé en dernier soit le 2 et le 5 décembre pour les sites PS11 et PS8, respectivement. Lors de la deuxième campagne d'échantillonnage (2022-2023), l'enregistrement des caméras a permis d'observer la formation d'un couvert de glace stable le 25 novembre 2022 pour l'ensemble des sites. Pour éviter de surestimer les valeurs d'épaisseur de glace, un total de 59,95 degrés-jours-de-gel a été retranché du calcul final.

C_s a été calculé à chaque site à partir de la date où le couvert de glace est resté stable sans disparaître et non à partir de la première apparition de la glace (Tableau 2). En vue d'extrapoler la valeur de C_s aux sites n'ayant pas été observés, une corrélation entre le moment d'englacement des sites de fraies potentielles et différentes caractéristiques du paysage a été calculée. Les caractéristiques retenues étaient l'énergie solaire potentielle totale, l'exposition au vent ainsi que la profondeur moyenne au site. Comme aucune corrélation n'a pu être établie ($-0.41 < r < 0.30$; $p > 0.05$, Annexe 2), une valeur moyenne du coefficient C_s a été calculée par lac à partir des sites d'observation disponibles.

Tableau 2-III Dates d'englacement des sites observés à l'aide des caméras time lapse et degrés jours de gel cumulés depuis la première température négative (2021-11-03) de la saison 2021-2022.

Lacs	Frayères	Première apparition de glace		Glace stable	
		Date	C_s	Date	C_s
EnCroix	BC12	2021-11-24	28.5	2021-11-30	64.8
	BC11	2021-11-25	34.4	2021-11-30	64.8
Barnard	BC5	2021-11-25	34.4	2021-11-30	64.8
	BC8	2021-11-24	28.5	2021-11-30	64.8
Petit Shawinigan	PS8	2021-11-30	64.8	2021-12-07	130.8
	PS11	2021-12-01	72.1	2021-12-05	116.3
Shawinigan	S14	2021-11-29	56.3	2021-12-02	76.1
Wapizagonke	W1	2021-11-11	3.4	2021-11-30	64.8
Degrés jours de gel moyen (2021-2022)		76.18	Degrés jours de gel moyen (2022-2023)		59.95

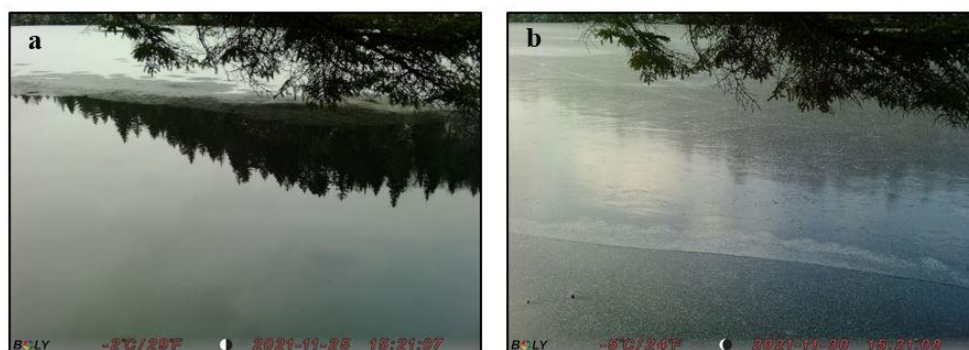


Figure 7.III Observation des processus phénologiques au site BC11 à l'aide d'une caméra time lapse (2021-2022). a) Première apparition de glace visible au site BC11; b) Établissement d'un couvert de glace stable à partir duquel la croissance de glace est calculée à partir des degrés jours de gel.

3.3 Modélisation de l'épaisseur de glace

Le modèle de référence (1), c.à.d. le modèle à degrés jour global à un seul paramètre (a) (équation 1) présente un R^2 égal à 0.36. L'ajout d'un effet aléatoire sur le coefficient de degré jour (a) améliore la performance du modèle 2, avec un R^2 conditionnel de 0.59, ce qui est confirmé par le test du rapport de vraisemblance ($p < 0.001$). Cette amélioration suggère l'existence d'une variabilité spatiale entre les sites. Le modèle 2 affiche une nette amélioration de la performance, avec une diminution notable du RMSE de 13.86 cm à 10.42 cm (Tableau 3).

Les modèles 3 à 7 intègrent la modélisation de la glace de congélation et de de glace blanche (équations 3 à 5). Les modèles 3 et 4 correspondent à l'équation de base (équation 3), incluant l'ajustement des deux coefficients (a et b), avec (4) et sans (3) effets aléatoires. Le modèle 3 a montré une amélioration significative par rapport au modèle 1, comme le montre la diminution de l'indice AIC de 2473 à 2367, ce qui indique une meilleure structure du modèle. L'ajout d'un effet aléatoire a amélioré la performance du modèle 4 par rapport au modèle 3 (test du rapport de vraisemblance ; $p < 0.001$), avec une diminution de l'indice AIC de 2367 à 2249. Ceci suggère l'existence d'une variabilité spatiale dans les coefficients du modèle 3 représentant les conditions de formation de glace noire et blanche. La prédiction de ces effets spatiaux est explorée dans les modèles multi-niveaux 5-7. Les prédicteurs environnementaux Tri_s et $HSAI_{s,t}$ ont été ajoutés sous forme d'effet fixe de façon indépendante, puis combinée, afin d'analyser leur impact respectif sur la performance des modèles.

L'ajout de l'effet fixe (Tri_s) dans le modèle 5 permet l'ajustement du coefficient a en réponse à l'effet de la turbulence de l'eau sur la formation de glace noire. Le coefficient de l'effet (Tri_s) est négatif, confirmant que les épaisseurs de glace mesurées aux sites avec tributaires sont généralement inférieures tel qu'observé sur le terrain durant la première année d'échantillonnage (voir annexe 3). Le modèle ajuste donc à la baisse les valeurs d'épaisseur de glace prédites lorsqu'un tributaire est à proximité. L'AIC diminue de 4 et on note une augmentation des R^2 de 0.04 points en comparaison au modèle 4 en plus d'une légère diminution du RMSE.

Le modèle 6 intègre la hauteur de neige au-dessus de la glace ($HSAL_{s,t}$) mesurée directement sur le site de fraie potentielle comme effet fixe sur le coefficient b . Cette amélioration a significativement amélioré la performance du modèle, avec une diminution de l'indice AIC de 2249 à 2123 et du RMSE de 8.04 cm à 6.20 cm. De plus, le R^2 marginal est passé de 0.55 à 0.60, tandis que le R^2 conditionnel a augmenté de 0.80 à 0.92. Le coefficient b de cet effet fixe est négatif, indiquant que plus l'épaisseur de neige résiduelle en surface au site est élevée, plus l'épaisseur de glace blanche est faible, en accord avec l'hypothèse émise qu'un $HSAL_{s,t}$ plus élevé reflète un calage restreint de la glace, et conséquemment une formation plus limitée de glace blanche.

Le modèle le plus performant est le modèle 7 combinant l'effet des tributaires (Tri_s) et de $HSAL_{s,t}$ à l'échelle des sites avec un AIC nettement plus bas (2116) que le modèle candidat le plus proche (modèle 6 : AIC=2123). Le modèle 7 affiche des R^2 de 0.62 (marginal) et 0.94 (conditionnel), ainsi qu'un RMSE de 6.16 cm.

L'ajustement du meilleur modèle est évalué graphiquement en comparant les données mesurées sur le terrain et les valeurs prédites par ce modèle pour les deux années d'échantillonnages (Figure 8). On observe que les données sont généralement bien distribuées le long de la droite de prédiction (ligne 1:1), avec un balancement homogène entre les deux années, ce qui démontre un bon ajustement du modèle pour la majorité des sites.

Tableau 3-III Coefficients des modèles et indices de performance. Le tableau présente les différentes combinaisons de prédicteur retenues dans les modèles, les valeurs calibrées de leurs coefficients ainsi que leurs indices de performance (AIC/R2/RMSE). Les valeurs entre parenthèses sont les coefficients standardisés afin de comparer l'effet entre prédicteurs à l'exception du R2 qui présente la valeur marginale et conditionnelle entre parenthèses. L'ensemble des modèles sont issus de l'équation 3.

<i>Model</i>	AIC	Δ AIC	R ² *	RMSE (cm)	a	b	HSAI _{s,t}	Tri _s
1 $a \sim 1, b = 0$	2473	357	0.36	13.86	1.84	-	-	-
2 $a \sim 1/\text{Sites}, b = 0$	2365	249	0.35 (0.59)	10.42	1.73	-	-	-
3 $a \sim 1, b \sim 1$	2367	251	0.46	11.61	1.21	0.23	-	-
4 $a \sim 1/\text{Sites}, b \sim 1/\text{Sites}$	2249	133	0.55 (0.80)	8.04	0.72	0.37	-	-
5 $a \sim \text{Tri}_s + 1/\text{Sites}, b \sim 1/\text{Sites}$	2244	128	0.59 (0.84)	7.99	0.75 (0.69)	0.40	-	-0.76 (-0.20)
6 $a \sim 1/\text{Sites}, b \sim \text{HSAI}_{s,t} + 1/\text{Sites}$	2123	7	0.60 (0.92)	6.20	0.20	0.71 (0.52)	-0.006 (-0.06)	-
7 $a \sim \text{Tri}_s + 1/\text{Sites}, b \sim \text{HSAI}_{s,t} + 1/\text{Sites}$	2116	0	0.62 (0.94)	6.16	0.27 (0.53)	0.74 (0.41)	-0.006 (-0.06)	-1.27 (-0.10)

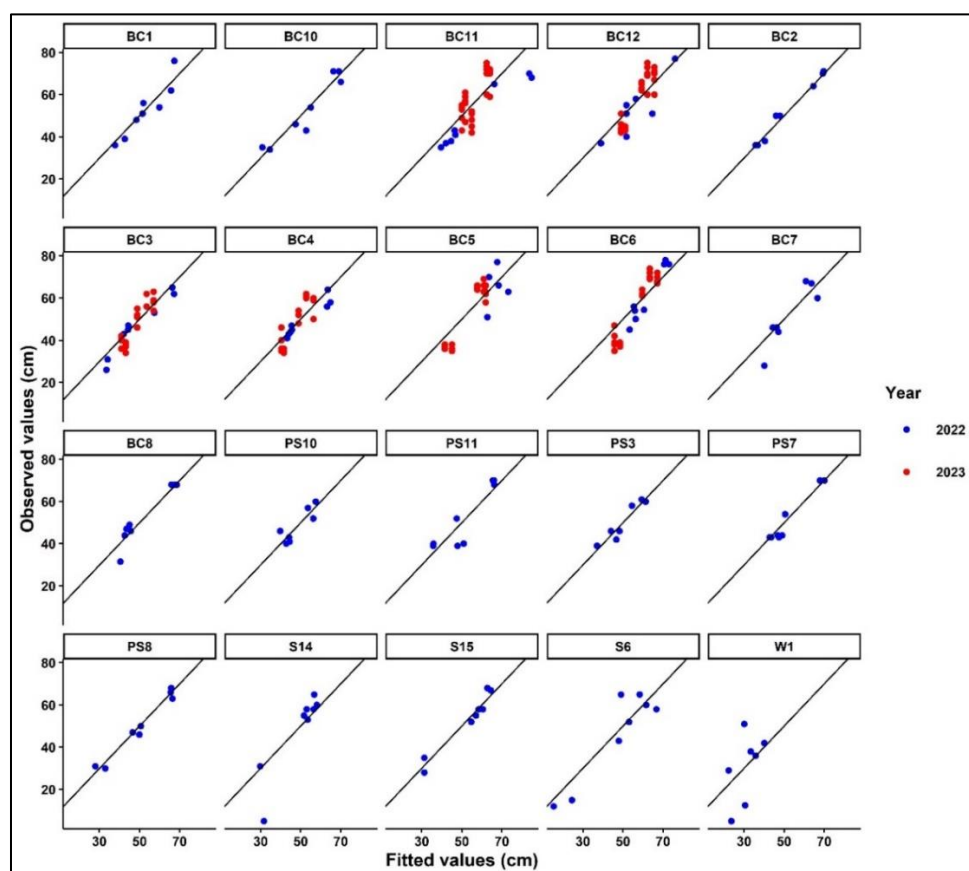


Figure 8.III Ajustement entre les valeurs prédites par le modèle 7 (tableau 3) et les valeurs mesurées sur le terrain pour les deux années d'échantillonnage. La légende de couleur correspond à l'année d'échantillonnage. Les sites de frayères où l'on retrouve un tributaire à proximité (sont W1/S6/S14).

3.3.1 Validation croisée du modèle

Le modèle présente une performance satisfaisante en validation croisée avec un RMSE moyen de 7,14 cm et un coefficient de détermination (R^2) de 0,73, indiquant une bonne correspondance globale entre les prédictions et les observations. Le graphique des prédictions par rapport aux observations (Figure 9) montre une tendance générale à suivre la ligne d'égalité ($y = x$), ce qui suggère que, dans la plupart des cas, les valeurs prédites correspondent bien aux valeurs observées. Cependant, des écarts plus marqués sont observés aux extrêmes des valeurs, où le modèle semble moins performant. L'analyse des erreurs de prédiction par site, évaluée via le RMSE, fournit un aperçu plus détaillé de la performance du modèle (Figure 10). Par exemple, le site BC2 affiche une excellente adéquation avec un RMSE de 2,06 cm, tandis que le site W1 présente un RMSE plus élevé de 15,24 cm, indiquant une prédiction moins précise. Cette analyse met en évidence l'influence des conditions environnementales spécifiques à chaque site sur la précision des prédictions. En combinant ces résultats, on obtient une vue d'ensemble à la fois de la robustesse du modèle et de ses limites potentielles dans certaines conditions.

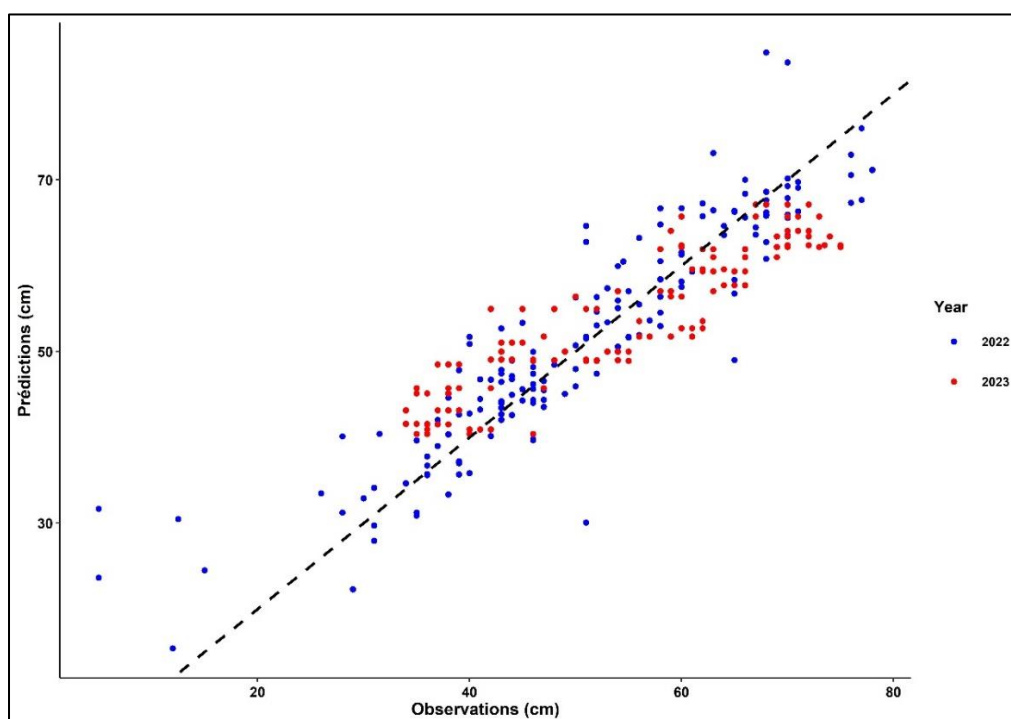


Figure 9.III Concordance entre les prédictions du modèle de croissance de glace en validation croisée et les observations sur le terrain. Cette figure montre la relation entre les valeurs observées des épaisseurs de glace (h) et les prédictions du modèle, avec des points colorés selon l'année. La ligne pointillée représente la ligne d'identité ($y = x$), indiquant où les observations et les prédictions seraient égales. Les points proches de cette ligne signalent une bonne précision du modèle, tandis que les écarts mettent en évidence les divergences entre les valeurs prédites et mesurées.

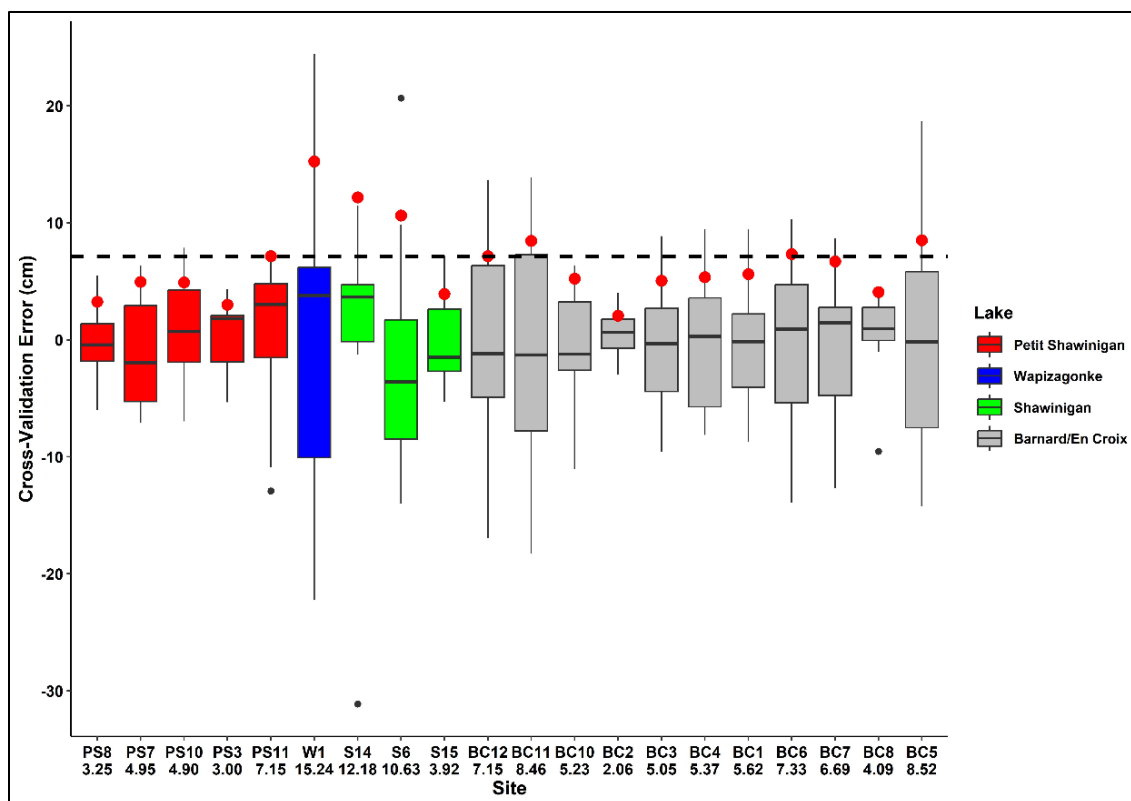


Figure 10.III Représentation des erreurs brutes issues de la validation croisée pour chacun des sites de frayères potentiels. Les boxplots illustrent la distribution des erreurs entre les valeurs mesurées sur le terrain et les prédictions du modèle 7 pour les deux années d'échantillonnage. Ces erreurs sont calculées à partir des prédictions générées par la validation croisée. Le RMSE moyen de chaque site est affiché sous les identifiants correspondants et est identifié par un point rouge dans le graphique. Les sites sont regroupés par lac, avec un code couleur indiqué dans la légende à droite de la figure. La ligne pointillée représente le RMSE moyen global de la validation croisée, calculé à partir de toutes les erreurs, et qui est de 7.14 cm. Les boxplots montrent le 25e percentile, la médiane et le 75e percentile des erreurs brutes. Les lignes s'étendant au-delà de la boîte indiquent les valeurs qui se trouvent à 1.5 fois l'écart interquartile. Les points noirs représentent les valeurs extrêmes, c'est-à-dire celles qui dépassent 1.5 fois l'intervalle interquartile à partir des percentiles 25 et 75.

3.4 Reconstruction historique et risque d'englacement

3.4.1 Sites potentiels de fraie

L'évolution de l'épaisseur de glace sur la période de 1981 à 2023 sur les sites de reproduction potentiels dans le bassin hydrologique du lac En Croix a été estimée à partir des meilleurs modèles et des données disponibles (Figure 11). La reconstruction historique a nécessité l'utilisation de deux modèles selon la disponibilité des données. Le modèle 7, utilisé pour les prédictions des saisons d'échantillonnage 2022-2023, s'est avéré le plus performant avec un R^2 conditionnel de 0.94. En revanche, le modèle 5 a été employé pour prédire les valeurs des années antérieures en l'absence de données directes sur l'épaisseur de neige aux sites (HSAI), bien que sa performance soit légèrement inférieure avec un R^2 conditionnel de 0.84.

Durant cette période, sept sites de fraie ont au moins été englacés une fois. Plus spécifiquement, les sites PS3, S15 et S6 ont été englacés à chaque hiver durant la période (probabilité d'englacement = 100%). Les sites BC8, BC10, PS11 et S14 ont, quant à eux, connu des englacements ponctuels au cours de la période, avec des probabilités d'englacement variant de 2.3 % à 14 % (Figure 11). L'englacement du site W1 n'a pu être calculé en raison d'un manque d'information lié à l'élévation du substrat. Il est important de noter que même si la glace de certains sites ne touche pas le substrat, l'englacement partiel de la frayère est tout de même possible car une élévation moyenne au site a été utilisée (Voir Annexe 5). De plus, malgré l'absence d'englacement à certains sites au cours de la période, l'espace entre le substrat des frayères et la colonne de glace peut être tout de même très restreint. Par exemple, les sites BC8, BC10, PS11 et S14 présentent en moyenne moins de 20 centimètres d'espace disponible entre le substrat et la glace. De surcroît, seulement six sites de reproduction affichent un espace disponible supérieur à 30 centimètres (BC11, BC12, BC2, BC3, BC4, BC7) (Voir Annexe 6). L'évolution de l'épaisseur moyenne sur les cinq lacs a également été reconstruite à l'aide de ce modèle. Sur les 40 dernières années, une tendance à la hausse d'environ 0.085 cm par an de l'épaisseur de glace totale a été observée (Voir annexe 4).

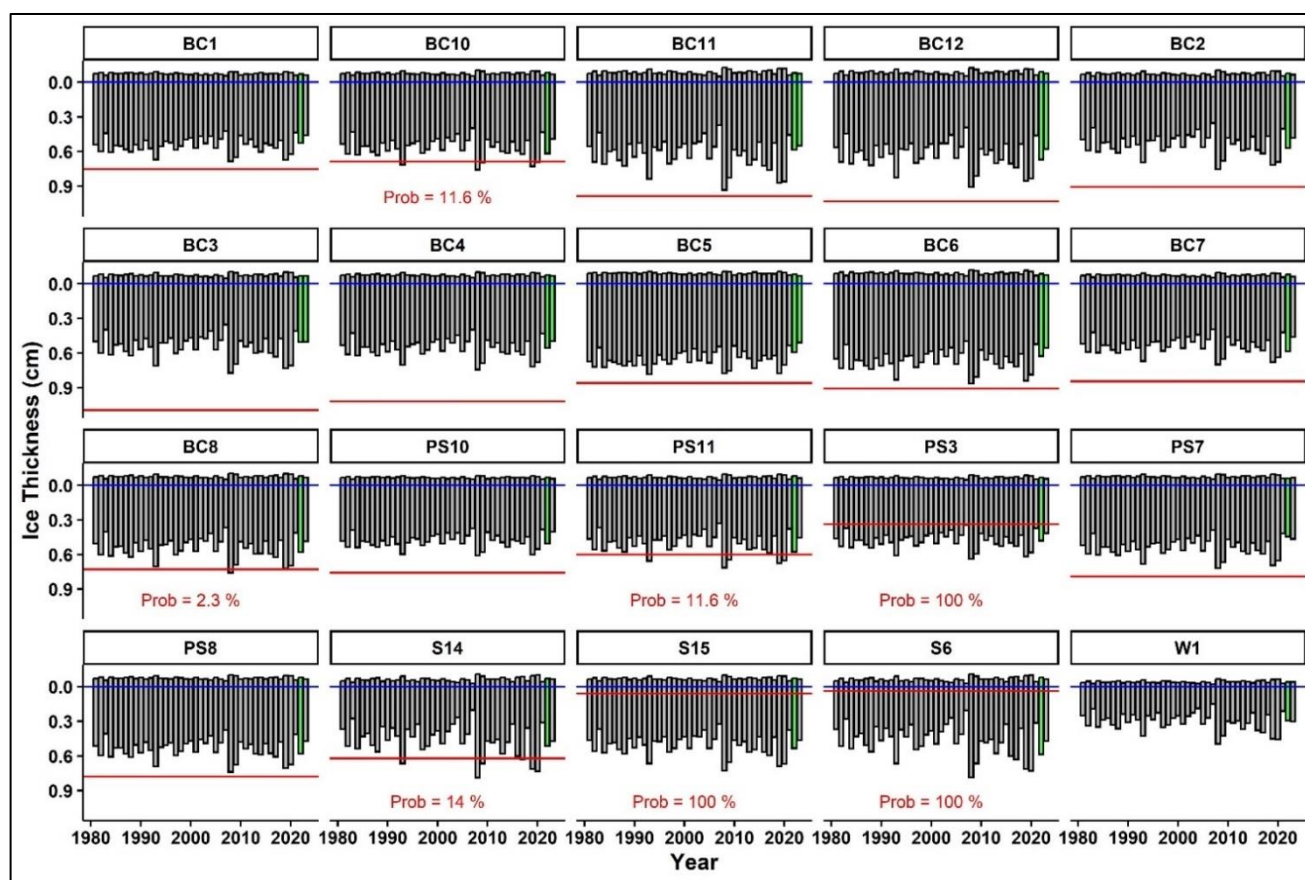


Figure 11.III Reconstruction de l'épaisseur de glace entre 1981 et 2023 à chaque site de frayère. Les graphiques présentent les épaisseurs de glace prédites à l'aide du meilleur modèle en fonction des données disponibles. En raison de la disponibilité des données deux modèles ont été utilisés pour la reconstruction historique. Les barres grises sont le résultat du modèle 5 qui ne prend pas en compte l'effet fixe des valeurs d'épaisseur de neige directement au site ($HSAI_{s,t}$) pour la calibration du coefficient b . Les barres vertes sont le résultat du modèle 7, soit le meilleur modèle. Les sites ne présentant qu'une barre verte n'ont donc pas été rééchantillonnés lors de la deuxième campagne, d'où l'absence de valeurs de $HSAI_{s,t}$. La ligne bleu indique le niveau d'eau historique moyen en hiver établi à 321.10 mètres (Figure 3). La ligne rouge correspond à la profondeur moyenne du substrat au niveau de chaque site de fraie. On assume que lorsque les barres sont en contact avec la ligne rouge, la glace atteint le substrat (i.e., englacement des frayères). La probabilité d'englacement, en régime naturel, des sites où l'on observe minimalement une année englacée est inscrite à l'intérieur du graphique correspondant. Notez qu'en raison de la densité moyenne des échantillons de glace récoltés, un calage de 88% a été appliqué à chaque site. La portion du couvert de glace qui se situe au-dessus de la ligne bleue illustre le phénomène de flottaison.

3.4.2 Impact des modulations de niveau d'eau

La reconstruction historique (1981-2023) des conditions moyennes d'englacement sur l'ensemble du site d'étude a permis de déterminer l'impact typique de la glace sur la superficie des habitats préférentiels de reproduction de l'omble de fontaine (0-2 m de profondeur). Les pertes de superficie après un abaissement du niveau d'eau, passant du niveau typique d'été (341,45 m) à celui d'automne/hiver (321,10 m), puis la perte supplémentaire causée par l'englacement hivernal, ont été quantifiées selon la moyenne

des valeurs pour la période 1981-2023 générées par le modèle de prédiction (Figure 12). Cette représentation cartographique montre les superficies disponibles pour la reproduction dans les lacs à l'étude.

La superficie des zones préférentielles de reproduction dans le lac Shawinigan diminue généralement de 34,40 hectares à 25,77 hectares après l'abaissement du niveau d'eau à l'automne (figure 12.III, 1b), lorsque le niveau passe de celui d'été à celui d'hiver. Ce changement est lié au déplacement de la zone 0-2 mètres de profondeur, qui varie en fonction de la topographie du fond du lac. Initialement, la zone englacée couvrait 46,83 % de cette superficie, mais elle se réduit à 37,48 % après la modulation (figure 12.III, 1c), malgré une épaisseur de glace hivernale constante, selon la moyenne des données de 1981 à 2023. La diminution supplémentaire de la superficie propice à la reproduction s'explique donc par la réduction de la zone 0-2 m causée par la baisse du niveau d'eau. Ainsi, bien que la glace couvre toujours une portion comparable des zones peu profondes, la surface totale de ces zones devient plus restreinte. Par conséquent, la superficie d'habitats propices à la reproduction situés sous la glace passe de 18,28 hectares à 16,11 hectares, soit une perte de 2,17 hectares (11,87 %).

Dans le lac Petit Shawinigan, la zone préférentielle pour la reproduction (0-2 mètres) diminue typiquement de 6,22 hectares à 5,22 hectares après l'abaissement du niveau d'eau à l'automne (figure 12.III, 2b). La zone englacée, qui représentait initialement 37,78 % de cette superficie, diminue à 27,78 % après modulation, influencée par le déplacement de la zone 0-2 mètres. Cela conduit à une réduction de la superficie accessible pour la reproduction, qui passe de 3,87 hectares à 3,77 hectares, soit une diminution de 0,1 hectare (2,6 %).

En ce qui concerne le lac Barnard/EnCroix, la superficie des zones disponibles pour la reproduction (0-2 mètres) diminue de 65,90 hectares à 52,11 hectares après l'abaissement du niveau d'eau à l'automne (figure 12.III, 3b). La zone englacée, initialement couvrant 39,98 % de la superficie de reproduction, diminue à 23,41 % après modulation (figure 12.III, 3c). Bien que le pourcentage de la zone englacée diminue, la répartition topographique spécifique après modulation peut entraîner un gain net en surface absolue accessible à la reproduction, en raison du déplacement de la zone 0-2 mètres. Cela se traduit

ici par une légère augmentation de la superficie accessible, passant de 39,54 hectares à 39,91 hectares (soit une augmentation de 0,37 hectare ou 0,94 %), malgré la réduction apparente de la zone englacée.

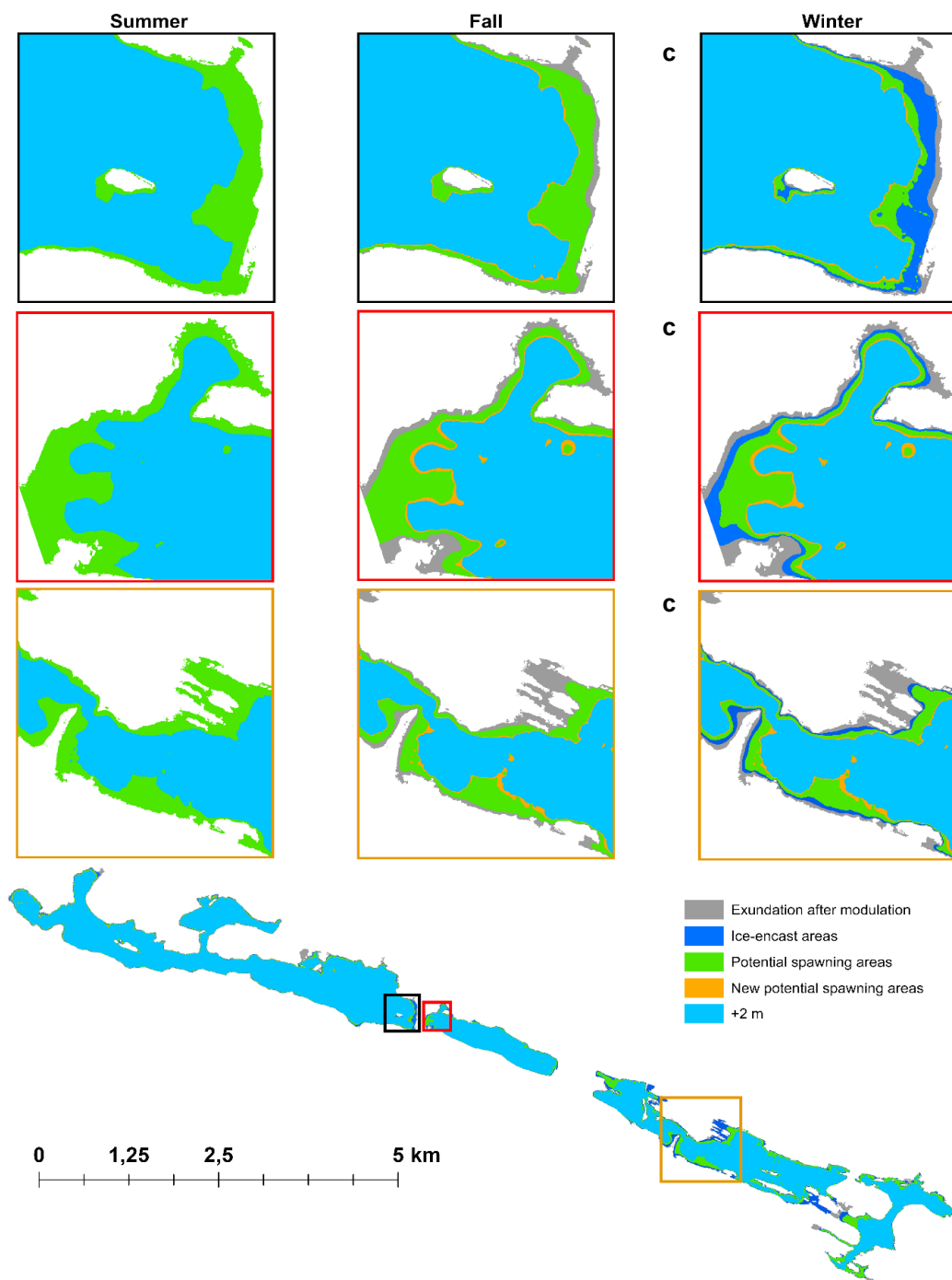


Figure 12.III Reconstruction historique de l'épaisseur moyenne de la glace et des surfaces disponibles pour la reproduction (1981-2023). Cette figure présente la reconstruction historique (1981-2023) de l'épaisseur de glace et des surfaces disponibles pour la reproduction de l'omble de fontaine dans le bassin du lac En Croix. Elle montre les variations saisonnières des habitats potentiels en fonction de la modulation des niveaux d'eau et de la croissance de la glace. En été, les zones vertes représentent les habitats de reproduction potentiels situés entre 0 et 2 mètres de profondeur. En automne, les pertes d'habitats dues à l'abaissement du niveau d'eau sont en gris ("Exondation après modulation"), tandis que les nouvelles zones de reproduction potentielles identifiées après modulation, en raison du déplacement de la zone entre 0 et 2 mètres de profondeur, sont en orange. En hiver, les pertes supplémentaires causées par l'englacement sont en bleu ("Zones englacées"), montrant ainsi les périodes critiques où les habitats de reproduction sont les plus restreints.

3.4.3 Scénarios hydrologiques

Lorsque les conditions d'englacement moyennes de la période 1981-2023 sont utilisées, les superficies de reproduction disponibles montrent des différences considérables entre les plans d'eau à l'étude en réponse à une modulation des niveaux d'eau allant de 320,5 m à 322,0 m (courbe noire, Figure 13).

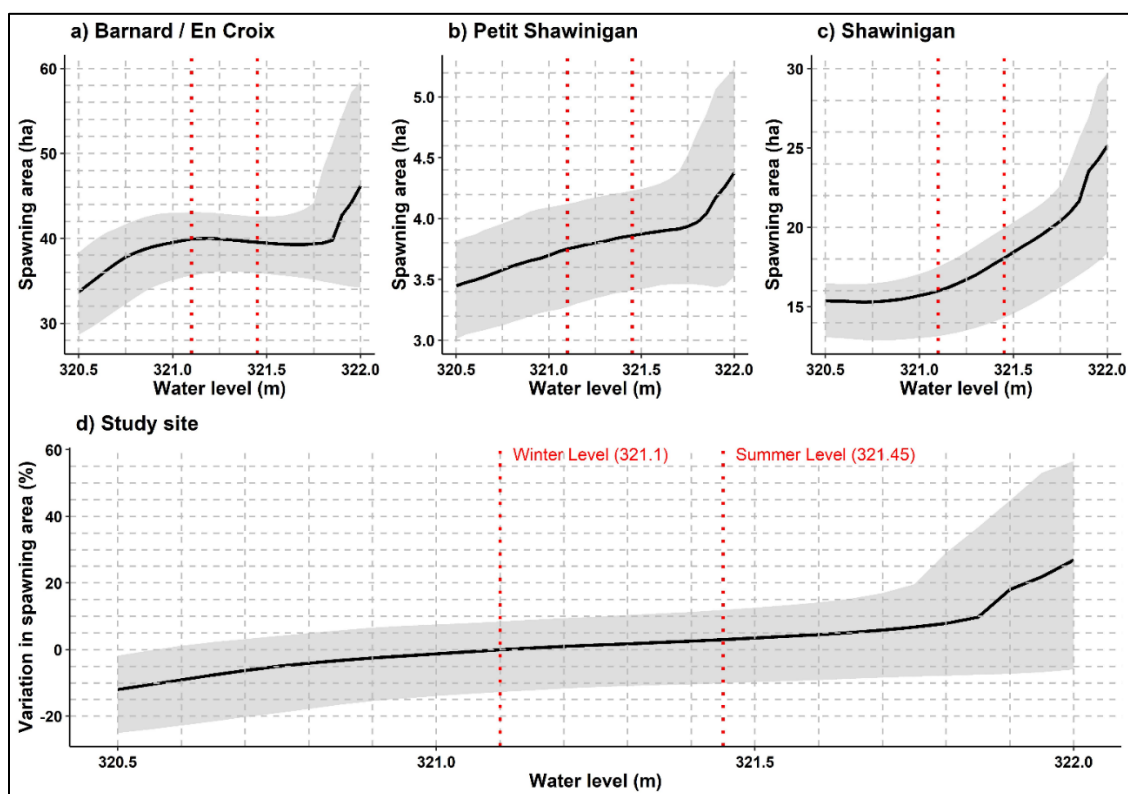


Figure 13.III Variations de la superficie disponible pour la reproduction en fonction du niveau d'eau. Les panneaux a), b) et c) illustrent les variations de superficie disponible en hectares pour chacun des lacs en amont du barrage en fonction du niveau d'eau. Le panneau d) représente les variations de superficie en pourcentage pour l'ensemble du site d'étude, soit les résultats combinés des trois lacs. Les enveloppes grises correspondent aux intervalles de confiance de 0.025 à 0.975, indiquant que 95 % des valeurs prédites se situent dans cet intervalle. Ces intervalles tiennent compte de la variabilité interannuelle associée aux conditions d'englacement (épaisseur et répartition de la glace), telles que modélisées à partir des données historiques (1981–2023).

Une observation importante concerne les surfaces accessibles pour chaque lac. Le lac Petit Shawinigan possède la plus petite superficie et le moins d'habitat potentiel de reproduction (0-2 mètres), variant entre 3,45 et 4,38 hectares selon le niveau d'eau, représentant environ 6,05 % et 7,04 % de la superficie totale du plan d'eau, respectivement. En contraste, le lac Shawinigan présente des superficies d'habitat potentiel de reproduction considérablement plus étendues, fluctuant entre 15,37 et 25,14 hectares (entre 4,99 % et 7,39 % de la

superficie totale du plan d'eau, respectivement), soit environ cinq fois plus que celles du lac Petit Shawinigan. Le lac Barnard/En Croix, quant à lui, détient les plus vastes superficies d'habitat potentiel de reproduction, variant entre 33,69 et 46,20 hectares (entre 16,02 % et 17,45 % de la superficie totale du plan d'eau, respectivement).

Les lacs Shawinigan et Petit Shawinigan montrent une augmentation continue de la superficie d'habitat potentiel de reproduction en réponse à l'élévation du niveau d'eau. À l'inverse, le lac Barnard/En Croix montre une augmentation des aires de reproduction potentielle jusqu'à une élévation de 321,25 m, suivie d'une diminution jusqu'à environ 321,75 m, avant de connaître une augmentation significative à nouveau. Cette rupture dans la tendance se manifeste par une rapide augmentation des superficies au-dessus de 321,75 mètres d'élévation pour tous les plans d'eau.

Les variations relatives, par rapport au niveau de d'eau de référence de 321.10 m, des superficies d'habitat de reproduction pour l'ensemble du site d'étude s'échelonnent de -12,0 % à +26,92 % selon les niveaux d'eau. Une modulation du niveau d'eau de 321,45 m en été à 321,10 m en hiver, combiné à des conditions d'englacement moyenne, entraînerait ainsi une perte de 3,02 %, soit 1,80 hectares de superficie potentielle de reproduction sur l'ensemble des trois plans d'eau. La variation générale est linéaire entre l'élévation 320,50 m et 320,80 m, avec une variation d'environ 1 % tous les 0,05 m. Entre 320,80 m et 321,90 m, la variation est réduite de moitié (environ 0,5 % tous les 0,05 m). Cependant, un gain significatif est observé lorsque le niveau d'eau monte de 321,85 à 321,90 m, avec une augmentation de la superficie d'habitat de reproduction de 4,96 %.

Il est également crucial de mentionner que les aléas d'englacement peuvent modifier drastiquement la réponse des habitats aux variations de niveau d'eau (Figure 13, zone grise). Les conditions d'englacement peuvent affecter non seulement l'étendue des habitats, mais aussi la manière dont ces habitats réagissent aux fluctuations du niveau d'eau. Par exemple, les années avec un englacement excessif peuvent réduire la superficie d'habitat disponible, alors que des conditions de faible englacement peuvent permettre une augmentation de la superficie. De manière générale, les aléas de l'englacement ont un impact plus grand sur la taille de l'habitat (± 10.64 % sur Figure 13d) que l'abaissement

typique du niveau d'eau depuis le niveau typique d'été (321.45 m) vers le niveau typique d'hiver (321.1 m), qui entraîne une perte de 5.00 % de la superficie d'habitat potentiel.

Ces résultats indiquent que la modulation des niveaux d'eau, couplée à la variabilité des conditions d'englacement, a un impact direct sur la superficie d'habitat de reproduction. Il est essentiel de prendre en compte ces variations pour la gestion des habitats aquatiques. Une attention particulière doit être portée aux niveaux d'eau critiques et aux conditions d'englacement lors de l'évaluation de la disponibilité des habitats.

4. Discussion

4.1 Stratigraphie de la glace

Les valeurs d'épaisseur de glace (Figure 6) permettent de situer nos résultats dans le contexte de la littérature existante. Nous observons des valeurs élevées par rapport à la littérature, avec une moyenne de $64,04 \pm 7,98$ cm pour la saison 2021-2022 et de $65,22 \pm 6,51$ cm pour la saison 2022-2023. En comparaison, Weyhenmeyer et al. (2022) ont enregistré une épaisseur de glace moyenne de 32 ± 18 cm pour la saison 2020-2021, basée sur une étude coordonnée impliquant 31 lacs à travers l'hémisphère nord entre les latitudes (37.30 et 68.21° N). Cette étude repose sur un échantillonnage de 31 sites, mais les auteurs rapportent également une revue de la littérature comprenant 117 observations provenant de 18 lacs différents, qui a permis d'établir une moyenne d'épaisseur de glace de 45 ± 16 cm. Bien que leur échantillonnage ait eu lieu lors d'un hiver plus chaud (2020-2021), ces valeurs sont considérablement inférieures à celles observées dans notre étude. Il est à noter que la latitude de notre site d'étude est de 46.65° N et que 65% de leurs 31 sites sont situés à une latitude plus élevée.

Malgré des épaisseurs de glace totale plus élevées que celles rapportées dans la majorité des études, nous observons une similarité quant au moment de l'épaisseur maximale. En effet, l'épaisseur de glace sur notre site d'étude atteint son maximum entre la mi-février et le début du mois de mars, ce qui est cohérent avec les observations de Weyhenmeyer et al. (2022) et de Solarzski et Rzetala (2021). Cependant, l'analyse de la stratigraphie de la glace sur notre site a révélé des proportions de glace blanche significativement plus élevées par rapport à ces études. Weyhenmeyer et al. (2022), dans leur étude menée sur 31 lacs saisonniers de l'hémisphère nord, ont observé une augmentation régulière de la glace

blanche au fur et à mesure que l'hiver avançait. Leur analyse a révélé une proportion très faible de glace blanche en début de saison, mais celle-ci a progressivement augmenté pour atteindre environ un tiers de l'épaisseur totale des glaces en février, et plus de la moitié en mars. De manière similaire, Solarski et Rzetala (2021) ont noté une évolution comparable sur le plateau de Silésie en Pologne (50,0° N), avec une augmentation de la proportion de glace blanche de 33 % en février à 52 % en mars. En revanche, nos résultats montrent des proportions beaucoup plus élevées de glace blanche pour les deux saisons d'échantillonnage. Pour la saison 2021-2022, la proportion de glace blanche était en moyenne de 64,6 % en février et de 75,3 % en mars. Durant la saison 2022-2023, ces proportions étaient de 64,35 % en février et de 70,86 % en mars.

Les résultats de notre étude indiquent des différences significatives entre les deux saisons d'échantillonnage concernant les degrés-jours de gel cumulés (DJG) et les épaisseurs de neige mesurées à la station de référence, malgré des épaisseurs de glace totales relativement similaires (voir Figure 6). En effet, lors de notre seconde campagne d'échantillonnage, les températures étaient plus élevées, avec un total de 772,05 DJG en 2022-2023, contre 1400,27 DJG en 2021-2022. L'accumulation de neige maximum était de 98 cm lors de la première campagne et de 80 cm lors de la seconde. Cette variabilité interannuelle des conditions météorologiques n'a pas semblé influencer la croissance totale de la glace, ce qui laisse supposer que le processus de formation de la glace est variable et dépend des conditions climatiques spécifiques à chaque saison.

Weyhenmeyer et al. (2022) associent principalement la formation de la glace blanche au regel de pluie et de neige fondue causé par des fluctuations de température autour de 0°C, en particulier avant le déglacage. Cependant, comme l'illustrent nos données météorologiques (Figure 4), les épisodes de pluie et de fonte ont été rares lors des deux campagnes d'échantillonnage. Lors de la première campagne, nous avons observé seulement trois journées de redoux et deux épisodes de pluie, et lors de la seconde campagne, trois redoux ainsi qu'un seul épisode de pluie. De plus, les fluctuations de température autour de 0°C étaient limitées et peu fréquentes. Ces observations suggèrent que, contrairement aux conclusions de Weyhenmeyer et al. (2022), la formation de la glace blanche sur notre site semble davantage être influencée par l'accumulation de neige en

surface, plutôt que par des cycles de regel après des précipitations liquides. En effet, lors de la deuxième campagne, une augmentation rapide de l'épaisseur de la glace blanche entre la sortie 1 et 3 (Figure 5b) fut observée, alors que l'épaisseur moyenne de la neige en surface était très élevée (38,76 cm) au volet 2 et était significativement plus basse au volet 3. Ainsi, le calage en raison de la surcharge de neige semble être un facteur déterminant dans la croissance de l'épaisseur de la glace blanche.

4.2 Prédiction de l'épaisseur de glace

L'objectif de cette étude était d'évaluer le risque d'englacement de l'habitat de reproduction de l'omble de fontaine pendant la période d'incubation des œufs, en réponse aux aléas climatiques et au mode de gestion du niveau d'eau des lacs. Notre analyse s'est appuyée sur le développement et l'application d'un modèle empirique à degrés-jour de gel amélioré pour estimer l'épaisseur de la glace, en prenant en compte la variabilité spatio-temporelle des conditions de surface. Nos résultats ont montré que l'épaisseur de la glace peut être prédite à partir de données simples telles que la température, l'épaisseur de neige, l'exposition au vent et la présence de tributaire.

L'équation de base (équation 1), basée sur les degrés-jours de gel et abondamment utilisée dans la littérature (e.g. Murfitt et al., 2018), s'est révélée peu précise dans notre étude, avec un coefficient de détermination (R^2) de 0,36 et une erreur quadratique moyenne (RMSE) de 13,86 cm. Nos résultats diffèrent considérablement de ceux rapportés par Murfitt et al. (2018) dans un lac du centre de l'Ontario, avec un R^2 de 0,91 et un RMSE de 3,2 cm. Cette divergence peut être principalement attribuée au fait que Murfitt et al. (2018) ont appliqué le modèle à des mesures journalières d'épaisseur de glace mesurées à un seul site à l'aide d'un sonar inversé, tandis que des mesures ponctuelles à plusieurs sites ont été utilisées dans notre étude. La bonne performance du modèle simple de degrés jours rapportée par Murfitt et al. (2018) démontre le succès de cette méthode lorsqu'elle est calibrée en un point, et que la variabilité spatiale est ignorée. À notre connaissance, peu d'études ont évalué la performance de ces modèles dans un contexte spatialisé. Nos résultats démontrent que ces modèles ne capturent pas efficacement l'hétérogénéité spatiale de la croissance de la glace, surtout lorsque la glace blanche représente un processus de croissance important.

Tout comme SolarSKI et Rzetala (2021), nous avons constaté que la variabilité spatiale des valeurs d'épaisseur de glace est fortement influencée par l'épaisseur de neige sur la glace. Cette variabilité peut entraîner une surestimation ou une sous-estimation des valeurs d'épaisseur de glace, car elle n'est pas prise en compte dans la calibration du coefficient a dans l'équation de base (équation 1). Le processus de formation de la glace blanche et son épaissement par surcharge de neige sont fortement influencés par le poids du manteau neigeux qui peut considérablement varier dans l'espace (Adams et Roulet, 1980). Comme mentionné précédemment, durant la deuxième campagne, on observe une augmentation rapide de l'épaisseur de la glace blanche entre la sortie 1 et 3 (Figure 5b), alors que l'épaisseur moyenne de la neige en surface était très élevée (38,76 cm) au volet 2 et était significativement plus basse au volet 3. Bien que la couverture neigeuse puisse favoriser la croissance de glace blanche, celle-ci peut aussi limiter la croissance de glace noire en réduisant les échanges de chaleur latente (Adams et Roulet, 1980).

Malgré le fait que le processus de croissance de la glace blanche devienne plus dominant au fil des campagnes, nous avons relevé un écart-type élevé entre les sites (Figure 5), ce qui indique des différences dans les conditions environnementales locales. Il est donc clair que la composition du couvert de glace est influencée par des facteurs environnementaux spécifiques à chaque site. En incorporant un effet aléatoire sur le coefficient a , nous avons pu améliorer la performance à partir du modèle 2 (Tableau 3), avec un R^2 conditionnel de 0,59 et un RMSE de 10,42 cm. Lors de la calibration du modèle sur les deux années d'échantillonnage, il est apparu que le modèle reposant sur l'équation de Stefan (équation 2) engendre un biais systématique entre les deux années d'échantillonnage. Bien que l'équation de Stefan prédise correctement les valeurs de la glace à partir de la température lorsqu'elle est calibrée sur une seule année, elle ne tient pas compte de la formation de glace blanche, ce qui la rend difficilement transférable d'une année à l'autre, même sur un même site. La nouvelle équation proposée (équation 3), basée sur la théorie de Michel (1971) intègre la croissance de glace blanche en réponse à l'accumulation préférentielle de neige en surface du lac et un 2^e paramètre ajustable qui prend en compte les variations spatiales de résistance au calage et de densité de neige, qui sont des effets non mesurés. Le R^2 conditionnel de 0.94 et le RMSE de 6.16 cm du modèle 7 prouvent la justesse des prédictions à partir de cette équation, mais le R^2 marginal de 0.62 démontre toute de même

qu'il reste une part importante de variabilité spatiale inter-sites non expliquée par des prédictors environnementaux. La nouvelle équation proposée, intégrant explicitement les processus de formation de glace noire et de glace blanche dans un cadre de modélisation multi-niveaux, constitue une amélioration aux modèles empiriques existants et devrait offrir une meilleure généralisation à la prédiction de l'épaississement de la glace de lac dans l'espace et le temps, avec un minimum d'information requise.

Le modèle 7 montre une capacité accrue à capturer la dynamique complexe de la croissance de la glace de lac, notamment en intégrant des effets aléatoires pour mieux représenter la variabilité spatiale, ainsi que l'influence différenciée des prédictors environnementaux. Comme observé, la glace noire est principalement contrôlée par les AFDD au début de la saison avant l'accumulation de neige, tandis que la neige en surface devient un facteur dominant pour la formation de glace blanche plus tard dans la saison. Cette distinction temporelle entre les deux types de glace souligne l'importance de calibrer le modèle en tenant compte du processus de formation de la glace et des conditions météorologiques locales. L'introduction de l'épaisseur de neige (HSAI) comme prédicteur clé dans le modèle a permis de mieux capturer l'influence de la surcharge neigeuse sur la croissance de la glace blanche. L'importance relative de ce prédicteur, couplée à l'effet des tributaires sur le coefficient α , montre que des processus à petite échelle, tels que la variabilité spatiale des conditions locales, jouent un rôle non négligeable dans la formation de la glace. Enfin, bien que le modèle ait permis d'améliorer les prévisions avec un R^2 conditionnel élevé, il reste une part de variabilité spatiale inexpliquée, comme en témoigne le R^2 marginal. Cela suggère que d'autres facteurs environnementaux, non inclus dans ce modèle, continuent d'influencer la croissance de la glace.

4.3 Reconstruction historique et risque d'englacement

La reconstruction historique de l'épaisseur de glace de 1981 à 2023 permet d'analyser l'évolution des lacs face au changement climatique. Par rapport à d'autres régions, comme l'Alaska, où des simulations CLIMo ont montré une diminution de 38 cm de l'épaisseur de glace entre 1950 et 2011 (soit 0,6 cm par an) sous une couverture neigeuse de 53 % représentant la fraction d'enneigement des lacs par rapport à l'accumulation au sol (Surdu et al., 2014), nos résultats montrent peu de changements, avec même une légère

augmentation de l'épaisseur de 0,08 cm/an au cours des quatre dernières décennies (voir annexe 4). Une autre étude, réalisée par Magee et Wu en 2017 au Wisconsin, a constaté une diminution de l'épaisseur de glace de 0.076 à 0.128 cm par année sur trois lacs entre 1911 et 2014. Ces différences avec notre étude soulignent la variabilité des réponses des systèmes lacustres aux changements climatiques en fonction de leurs caractéristiques environnementales et de l'influence de la température. Parallèlement, l'analyse historique a démontré une augmentation linéaire de 1.45 °C par siècle.

En parallèle, l'analyse de l'englacement des zones de fraie potentielles et aménagées offre une nouvelle perspective sur les conditions de reproduction de l'omble de fontaine. À notre connaissance, il s'agit de la première étude évaluant le risque d'englacement des habitats de reproduction de cette espèce. Les résultats montrent que sept sites de fraie, potentiels et aménagés, ont été complètement englacés au moins une fois au cours de la période étudiée. En moyenne, sur les 40 dernières années, 28 % des zones préférentielles de reproduction (0-2 m) sont englacées chaque année. Ces résultats soulignent les lacunes dans le processus de classification des zones de reproduction potentielles, identifient les zones critiques nécessitant une attention particulière et mettent en lumière l'importance d'une gestion adaptative du marnage annuel afin de minimiser ses impacts négatifs.

En tenant compte de la probabilité élevée d'englacement et d'exondation de ces zones, les efforts de création de frayères devraient être stratégiquement orientés vers des zones présentant une moindre susceptibilité à l'englacement ou une profondeur suffisante pour compenser la modulation du niveau d'eau. Par exemple, nos résultats ont démontré que les zones connexes à un tributaire (ex. W1-S14-S6) ont une propension à un englacement plus faible par endroits en raison de l'apport d'eau constant. La turbulence de l'eau inhibe la formation de la glace et favorise ainsi indirectement les chances de survie des œufs (Prowse et al., 2011). De plus, l'omble de fontaine sélectionne préférentiellement les zones de reproduction sous l'influence d'apport d'eau souterraine, aussi bien en lac qu'en rivière (Guillemette et al., 2011). La présence des lacs dans le paysage module également les abondances des ombles de fontaine dans les cours d'eau (Pépino et al., 2017), les cours d'eau à l'exutoire des lacs pouvant servir d'habitat de reproduction (Pépino et al., 2015). Ces éléments du paysage, qui modifient le régime thermique des lacs et des rivières,

devraient donc être considérés dans le raffinement des modèles d'épaississement de la glace et intégrés dans les futurs projets d'aménagement d'habitat de reproduction pour l'omble de fontaine.

Une des implications de cette étude est de considérer non seulement l'englacement total, mais aussi l'espace disponible entre le substrat et la glace durant la période d'incubation. Les sites présentant un espace disponible restreint, tels que BC8, BC10, PS11 et S14, seraient plus vulnérable à l'échec de reproduction, même s'ils ne sont pas entièrement englacés. Les espèces qui fraient dans les zones littorales à la fin de l'automne, en hiver et au début du printemps, lorsque les niveaux d'eau sont très bas, sont plus susceptibles d'avoir de faibles taux de survie juvénile (Sutela et al., 2002). En outre, la fécondité de la population et les niveaux d'oxygène dissous ont un impact significatif sur le recrutement (Sutela et al., 2002), ce qui souligne l'importance d'évaluer la qualité de l'habitat de fraie au-delà de la simple disponibilité spatiale. Par conséquent, une gestion adaptative doit prendre en compte non seulement l'espace disponible en raison de l'englacement, mais aussi les fluctuations des niveaux d'eau pour assurer la qualité des habitats de fraie et soutenir le recrutement des populations de poissons.

4.4 Régulation anthropique des niveaux d'eau

La disponibilité des zones de reproduction préférentielles en hiver a été évaluée grâce à la modélisation de la glace et à divers scénarios de modulation du niveau d'eau. Nos résultats montrent que la baisse du niveau d'eau, passant de 321,45 mètres en été à 321,10 mètres en hiver pendant la période de fraie, peut affecter de manière significative le cycle biologique de l'omble de fontaine. En effet, les plans d'eau étudiés subissent une réduction de 16 à 25 % de la superficie des zones de reproduction situées entre 0 et 2 mètres de profondeur lors de l'abaissement du niveau d'eau (voir Figure 12, panneaux b). Ces variations mettent en évidence l'impact direct de la gestion des niveaux d'eau et permettent de mieux comprendre comment l'épaisseur de la glace influence la disponibilité des habitats de fraie. La modélisation combinée du couvert de glace et du niveau d'eau offre une représentation spatiale claire des habitats à risque d'englacement pour chaque lac étudié.

Par ailleurs, les aléas climatiques, tels que les hivers particulièrement rigoureux ou doux, ainsi que la variabilité des conditions météorologiques, peuvent modifier de façon notable l'épaisseur et la durée du couvert de glace. Ces fluctuations, en particulier la température de l'air et l'épaisseur de la neige, impactent directement la couverture de glace, rendant plus difficile l'évaluation des risques pour la reproduction (Solarski et Rzetala, 2021). Des périodes de gel plus longues ou un englacement précoce, causés par des hivers plus froids, peuvent entraîner une couverture de glace plus épaisse. Comme le suggère la reconstruction historique des quarante dernières années, où une augmentation annuelle moyenne de 0,08 cm d'épaisseur de glace a été observée, l'accumulation plus importante de glace pourrait réduire encore davantage l'accès à ces zones vitales pour la reproduction (voir annexe 4). Les aléas d'englacement peuvent provoquer de plus grandes variations de superficies ($\pm 10.64 \%$) que la modulation typique saisonnières du niveau d'eau ($\pm 5\%$) (voir figure 13, panneau d).

Carmignani et Roy (2017) mentionnent que la réduction des zones littorales affecte non seulement les habitats de fraie, mais également les refuges pour les jeunes de l'année. Les fluctuations du niveau d'eau peuvent réduire la complexité physique de ces habitats, entraînant une diminution des ressources alimentaires et une moindre protection contre les prédateurs. Par conséquent, la régulation anthropique des niveaux d'eau, en particulier pendant les périodes critiques, représente une menace importante pour la survie et la croissance de l'omble de fontaine, exacerbant les perturbations de leur cycle de vie (Sutela et al., 2002).

La période de reproduction de cette espèce est variable et peut s'opérer entre le mois d'août et le mois de décembre, selon l'emplacement géographique (Power, 1980; Baril et Magnan, 2002, Pépino et al. 2013). Le moment de la modulation anthropique du niveau d'eau est alors décisif pour le succès de reproduction de l'omble de fontaine. Selon les caractérisations et les informations géographiques récoltées par le Ministère de la Faune, des Forêts et des Parcs, la période de reproduction se déroule généralement à la mi-octobre dans le secteur de Saint-Mathieu-du-Parc (BVSM, 2022). La baisse graduelle du niveau d'eau dans le bassin hydrologique du lac En Croix débute dans la première semaine de septembre et s'échelonne sur environ six semaines jusqu'à la mi-octobre, selon les années.

La fraie précoce durant la modulation pourrait entraîner l'exondation des œufs, c'est-à-dire leur exposition à l'air libre, les rendant vulnérables à la dessiccation, ce qui pourrait considérablement réduire le taux de survie des œufs et, par conséquent, le succès de reproduction (Sutela et al., 2002). Une diminution du recrutement à long terme dans un écosystème peut avoir des impacts sur la quantité d'organismes au sein des plans d'eau, entraînant potentiellement des perturbations dans les interactions trophiques et les dynamiques des populations. Ce constat pourrait contribuer à la dégradation des populations d'omble de fontaine reflétée par le succès de pêche en baisse sur le site d'étude depuis les années 1983 (MFFP, 2018).

Cette problématique illustre les limites des pratiques actuelles de gestion des niveaux d'eau dans le réservoir du barrage du lac En-Croix. S'il est impossible de maintenir des niveaux d'eau plus élevés en permanence, une gestion adaptative des niveaux d'eau doit être envisagée pour minimiser les impacts sur la reproduction de l'omble de fontaine, en particulier face aux aléas climatiques, qui peuvent exacerber ces perturbations. Le calendrier de la baisse du niveau d'eau devrait être ajusté de manière que le niveau d'hiver soit atteint avant la période de reproduction, réduisant ainsi le risque d'exondation des œufs et optimisant les conditions de fraie. Par ailleurs, les efforts de création de frayères devraient être stratégiquement orientés vers des zones présentant un très faible risque d'englacement en hiver, afin de préserver les habitats de reproduction de l'omble de fontaine de l'impact de la glace.

4.5 Limites, perspectives et recommandations

Cette étude met en évidence la complexité de la gestion des habitats de reproduction de l'omble de fontaine, particulièrement en relation avec l'épaisseur de la glace, les effets des changements climatiques et la régulation anthropique des niveaux d'eau. Pour assurer la durabilité des populations de cette espèce, des stratégies de gestion adaptative sont essentielles, tenant compte des variations spatio-temporelles des conditions de surface, de la dynamique de la glace et des impacts des modulations hydrologiques.

Une des principales limites de la modélisation de l'épaisseur de glace réside dans l'utilisation généralisée de la valeur du coefficient d'inertie thermique (C) pour estimer la première formation de glace, une approche qui ne tient pas compte des conditions locales

spécifiques. Les différentes zones d'un lac s'englacent à des rythmes variés, et ces variations demeurent difficiles à capter avec précision. Bien que l'usage de caméras automatiques constitue une approche prometteuse, l'imagerie satellitaire pourrait offrir une meilleure résolution spatiale de la phénologie de la glace, et faciliter ainsi la modélisation. Par ailleurs, la croissance de la glace en début de saison reste complexe à mesurer en raison des conditions incertaines de la glace. Les dispositifs de mesure de l'épaisseur en points fixes existent, mais leur déploiement sur plusieurs sites d'un plan d'eau reste coûteux. Cette hétérogénéité spatiale, difficile à évaluer en début de saison, limite la précision des modèles de croissance de la glace en début de saison.

Dans les travaux futurs, il serait particulièrement pertinent de modéliser la formation de glace dans des zones spécifiques telles que les entrées de tributaires, les exutoires des lacs ou les zones influencées par les eaux souterraines, qui sont des habitats privilégiés pour la fraie de l'omble de fontaine (Guillemette et al., 2011). Les résultats de cette étude montrent un effet significatif des tributaires sur la dynamique de l'englacement, ce qui souligne l'importance de ces zones pour le maintien des populations. L'intégration de ces zones dans les modèles futurs permettrait de mieux représenter les conditions environnementales spécifiques qui influencent la phénologie de la glace et de capturer les fluctuations de température et d'englacement propres aux habitats de reproduction de cette espèce.

Enfin, des mesures de gestion telles que l'ajustement des niveaux d'eau à des élévations plus élevées pour accroître les superficies des zones de fraie et l'optimisation des périodes de modulation des niveaux pour limiter l'exondation des œufs pourraient être envisagées pour protéger les habitats de reproduction. À long terme, il serait pertinent de mener des études pour évaluer l'impact des fluctuations hydrologiques sur la résilience des populations d'omble de fontaine et d'explorer des solutions innovantes, telles que la création d'habitats de fraie artificiels à des profondeurs plus élevées, afin de compenser les perturbations anthropiques.

Bibliographie

- Adams, W., and N. Roulet (1980). "Illustration of the roles of snow in the evolution of the winter cover of a lake." *Arctic*: 100-116.
- BASSIN VERSANT SAINT-MAURICE (BVSM), 2022. *Suivi environnemental de frayères à ombles de fontaine (Salvelinus fontinalis) aux lacs en Croix, Barnard, Petit lac Shawinigan et Shawinigan*. Document préparé pour le ministère de l'Environnement, de la Lutte contre les changements climatiques, de la Faune et des Parcs (MELCCFP) - Direction de la gestion de la faune de la Mauricie et du Centre-du-Québec. Shawinigan. 44 pages + annexes
- Bilello, M. A. (1961). "Formation, Growth, and Decay of Sea-Ice in the Canadian Arctic Archipelago." *ARCTIC* 14(1): 2-24.
- Brown, L. C. and C. R. Duguay (2010). "The response and role of ice cover in lake-climate interactions." *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* 34(5): 671-704.
- Bujold, J-N., et Vachon. M. 2016. Guide d'identification de frayères à omble de fontaine dans les cours d'eau. Ministère des Forêts, de la Faune et des Parcs.
- Burnham, K.P. & Anderson, D.R. (2002) *Model Selection and Multimodel Inference: A Practical Information-theoretic Approach*, 2nd edn. Springer, New York.
- Carmignani, J.R., Roy, A.H. Ecological impacts of winter water level drawdowns on lake littoral zones: a review. *Aquat Sci* **79**, 803–824 (2017).
<https://doi.org/10.1007/s00027-017-0549-9>
- Chai, T. and Draxler, R. R.: Root mean square error (RMSE) or mean absolute error (MAE)? – Arguments against avoiding RMSE in the literature, *Geosci. Model Dev.*, 7, 1247–1250, <https://doi.org/10.5194/gmd-7-1247-2014>, 2014.

- Dharmadasa, V., et al. (2023). "Topographic and vegetation controls of the spatial distribution of snow depth in agro-forested environments by UAV lidar." *The Cryosphere* 17(3): 1225-1246.
- Duguay, C. R., et al. (2003). "Ice-cover variability on shallow lakes at high latitudes: model simulations and observations." *Hydrological Processes* 17(17): 3465-3483.
- Duguay, C. R., et al. (2015). "Remote sensing of lake and river ice." *Remote sensing of the cryosphere*: 273-306.
- Jeffries, M. O., et al. (1996). "A method to determine lake depth and water availability on the North Slope of Alaska with spaceborne imaging radar and numerical ice growth modelling." *Arctic*: 367-374.
- Jeffries, M. O., et al. (2005). "Lake ice growth and decay in central Alaska, USA: observations and computer simulations compared." *Annals of glaciology* 40: 195-199.
- Josephson, D. C., and W. D. Youngs. 1996. Association between emigration and age structure in populations of brook trout (*Salvelinus fontinalis*) in Adirondack lakes. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 53:534-541.
- Kondolf, G. M., et al. (2008). *Assessing physical quality of spawning habitat*. American fisheries society symposium.
- Lacasse, S. and Magnan, P. 1992. Biotic and abiotic determinants of the diet of brook trout, *Salvelinus fontinalis*, in lakes of the Laurentian Shield. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 49: 1001–1009.
- Lead, C., Prowse, T., Alfredsen, K., Beltaos, S., Bonsal, B., Duguay, C., ... & Wrona, F. (2011). Changing lake and river ice regimes: Trends, effects and implications. *Snow, water, ice and permafrost in the Arctic (SWIPA): Climate change and the cryosphere*, 6.

- Lebedev V. Rost l'da v arkticheskikh rekakh i moriakh v zavisimosti ot otritsatel'nykh temperatur vozdukha. *Probl Arktiki*. 1938; 5: 9–25.
- MacKay, M. D. (2019). "Incorporating wind sheltering and sediment heat flux into 1-D models of small boreal lakes: a case study with the Canadian Small Lake Model V2.0." *Geoscientific Model Development* 12(7): 3045-3054.
- MacKay, M. D., et al. (2017). "Wintertime Simulations of a Boreal Lake with the Canadian Small Lake Model." *Journal of Hydrometeorology* 18(8): 2143-2160.
- Magee, M. R. and C. H. Wu (2017). "Effects of changing climate on ice cover in three morphometrically different lakes." *Hydrological Processes* 31(2): 308-323.
- Malo, A. 2018. Projet d'acquisitions de connaissances sur 13 lacs stratégiques de la réserve Mastigouche, Aménagement Bio-Forestier Rivest, 75 p.
- Michel, B., et al. (1971). *Winter Regime of Rivers and Lakes*, Corps of Engineers, U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory.
- Ministère des Forêts, de la Faune et des Parcs (2020). *Guide d'utilisation des produits dérivés du LiDAR*, Québec, Ministère des Forêts, de la Faune et des Parcs, secteur des forêts, Direction des inventaires forestiers, 64 p.
- Ministère des ressources naturelles et des forêts. *LIDAR - Modèles numériques (terrain, canopée, pente)*, [Jeu de données], dans *Données Québec*, 2016, mis à jour le 16 juillet 2024. <https://www.donneesquebec.ca/recherche/dataset/produits-derives-de-base-du-lidar>
- Murfitt, J. C., et al. (2018). "Estimating lake ice thickness in Central Ontario." *PLoS One* 13
- Nakagawa, S., P. C. D. Johnson, and H. Schielzeth. 2017. The coefficient of determination R^2 and intra-class correlation coefficient from generalized linear mixed-effects models revisited and expanded. *Journal of the Royal Society Interface* 14:20170213.

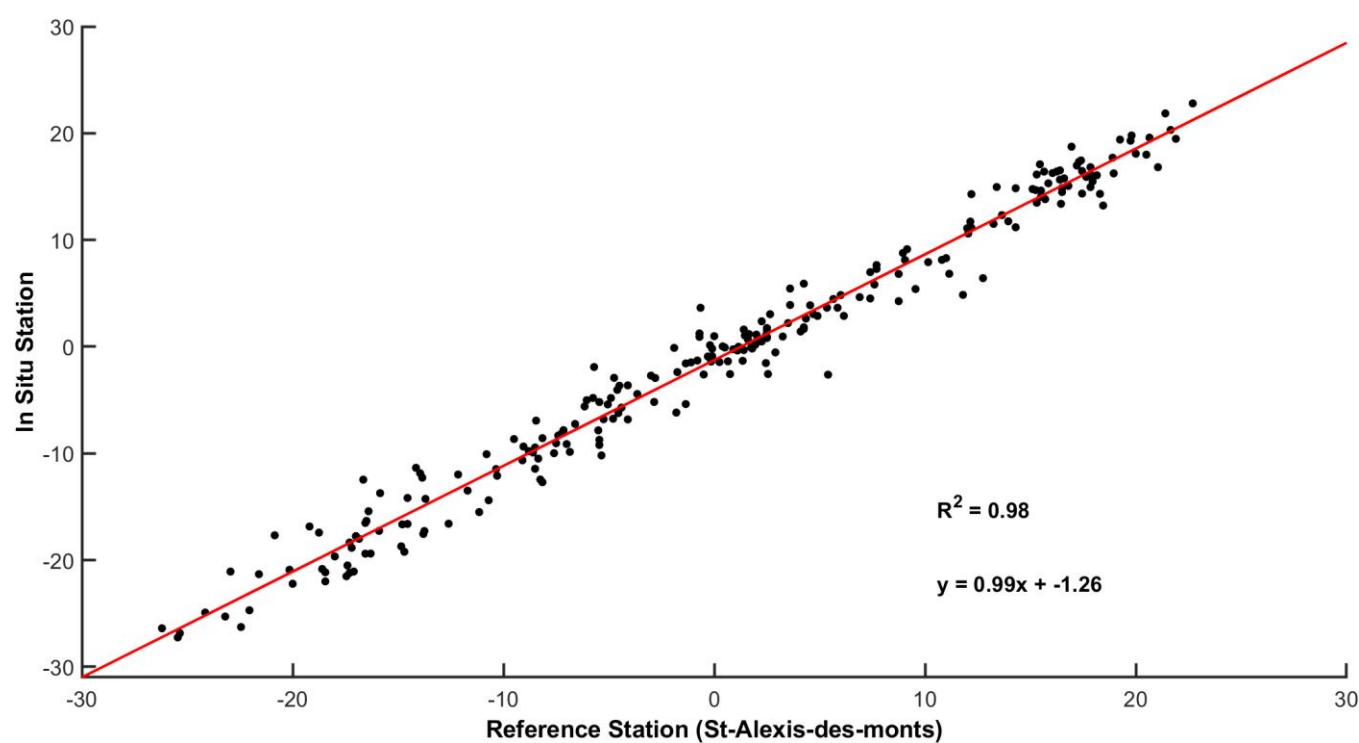
- Pépino, M., Magnan, P., Leroux, R. and Bertolo, A. (2024), Thermal habitat fragmentation in stratified lakes induces resource waves that brook charr track across seasons. *Oikos*, 2024: e10539. <https://doi.org/10.1111/oik.10539>
- Pépino, M., M.A. Rodríguez et P. Magnan. 2017. Incorporating lakes in stream fish habitat models: are we missing a key landscape attribute? *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 74(5): 629-635. doi.org/10.1139/cjfas-2016-0221
- Pépino, M., M.A. Rodríguez et P. Magnan. 2015. Shifts in movement behavior of spawning fish under risk of predation by land-based consumers. *Behavioral Ecology* 26(4): 996-1004. doi.org/10.1093/beheco/arv038
- Pépino, M., R. Proulx, and P. Magnan. 2013. Fall synchrony between leaf color change and brook trout spawning in the Laurentides Wildlife Reserve (Quebec, Canada) as potential environmental integrators. *Ecological Indicators* 30:16-20.
- Pinheiro J, Bates D, R Core Team (2023). nlme: Linear and Nonlinear Mixed Effects Models. R package version 3.1-164, <https://CRAN.R-project.org/package=nlme>.
- Pinheiro JC, Bates DM (2000). *Mixed-Effects Models in S and S-PLUS*. Springer, New York. doi:10.1007/b98882, <https://doi.org/10.1007/b98882>.
- Power, G. 1980. The brook char, *Salvelinus fontinalis*. Pages 141-203 in E.K. Balon, editor: *Chars: salmonid fishes of the genus Salvelinus*. W. Junk, The Hague, Netherlands.
- Power, G. (2002). Charrs, glaciations and seasonal ice. Ecology, behaviour and conservation of the charrs, genus Salvelinus. P. Magnan, C. Audet, H. Glémet et al. Dordrecht, Springer Netherlands: 17-35.
- Prowse, T. D. and S. Beltaos (2002). "Climatic control of river-ice hydrology: a review." *Hydrological Processes* 16: 805-822.
- R Core Team (2022). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. URL <https://www.R-project.org/>.

- Rodríguez, M.A. and Magnan, P. 1993. Community structure of lacustrine macrobenthos: do taxon-based and size-based approaches yield similar insights? *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 50: 800–815.
- Seidou, O., et al. (2005). "Modélisation de la croissance de glace de lac par réseaux de neurones artificiels et estimation du volume de la glace abandonnée sur les berges des réservoirs hydroélectriques pendant les opérations d'hiver."
- Solarski, M. and M. Rzetala (2021). "Changes in the Thickness of Ice Cover on Water Bodies Subject to Human Pressure (Silesian Upland, Southern Poland)." Frontiers in Earth Science 9.
- Solarski, M. and M. Szumny (2020). "Conditions of spatiotemporal variability of the thickness of the ice cover on lakes in the Tatra Mountains." Journal of Mountain Science 17(10): 2369-2386.
- Stendera S, Adrian R, Bonada N, Cañedo-Argüelles M, Hugueny B, Januschke K, Pletterbauer F, Hering D (2012) Drivers and stressors of freshwater biodiversity patterns across different ecosystems and scales: a review. *Hydrobiologia* 696:1–28
- Surdu, C. M., et al. (2014). "Response of ice cover on shallow lakes of the North Slope of Alaska to contemporary climate conditions (1950–2011): radar remote-sensing and numerical modeling data analysis." The Cryosphere 8(1): 167-180.
- Tamar Zohary & Ilia Ostrovsky (2011) Ecological impacts of excessive water level fluctuations in stratified freshwater lakes, *Inland Waters*, 1:1, 47-59
- United States Government. (2006). U.S. Army Corps of Engineers. Ice properties, processes, and problem solutions, Engineering and Design, Washington DC.
- Vavrus, S. J., et al. (1996). "Measuring the sensitivity of southern Wisconsin lake ice to climate variations and lake depth using a numerical model." Limnology and Oceanography 41(5): 822-831.

Wilks, D. S. 2011. Statistical Methods in the Atmospheric Sciences. Vol. 100. Academic Press, Amsterdam, The Netherlands. ISBN 13: 978-0-12-751966-1

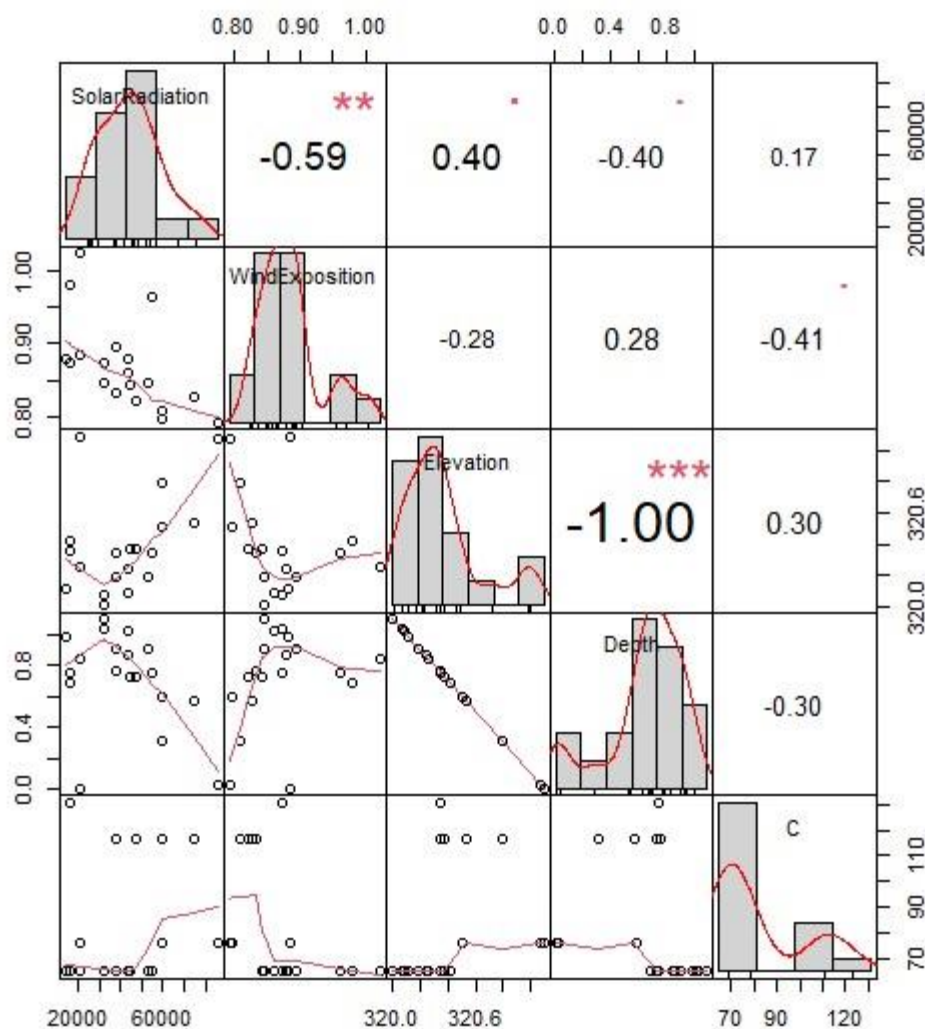
Zuur, A. F., Ieno, E. N., Walker, N. J., Saveliev, A. A., & Smith, G. M. (2009). Mixed effects models and extensions in ecology with R. New York, NY: Springer.

ANNEXE 1 : Régression linéaire simple entre les stations météorologiques

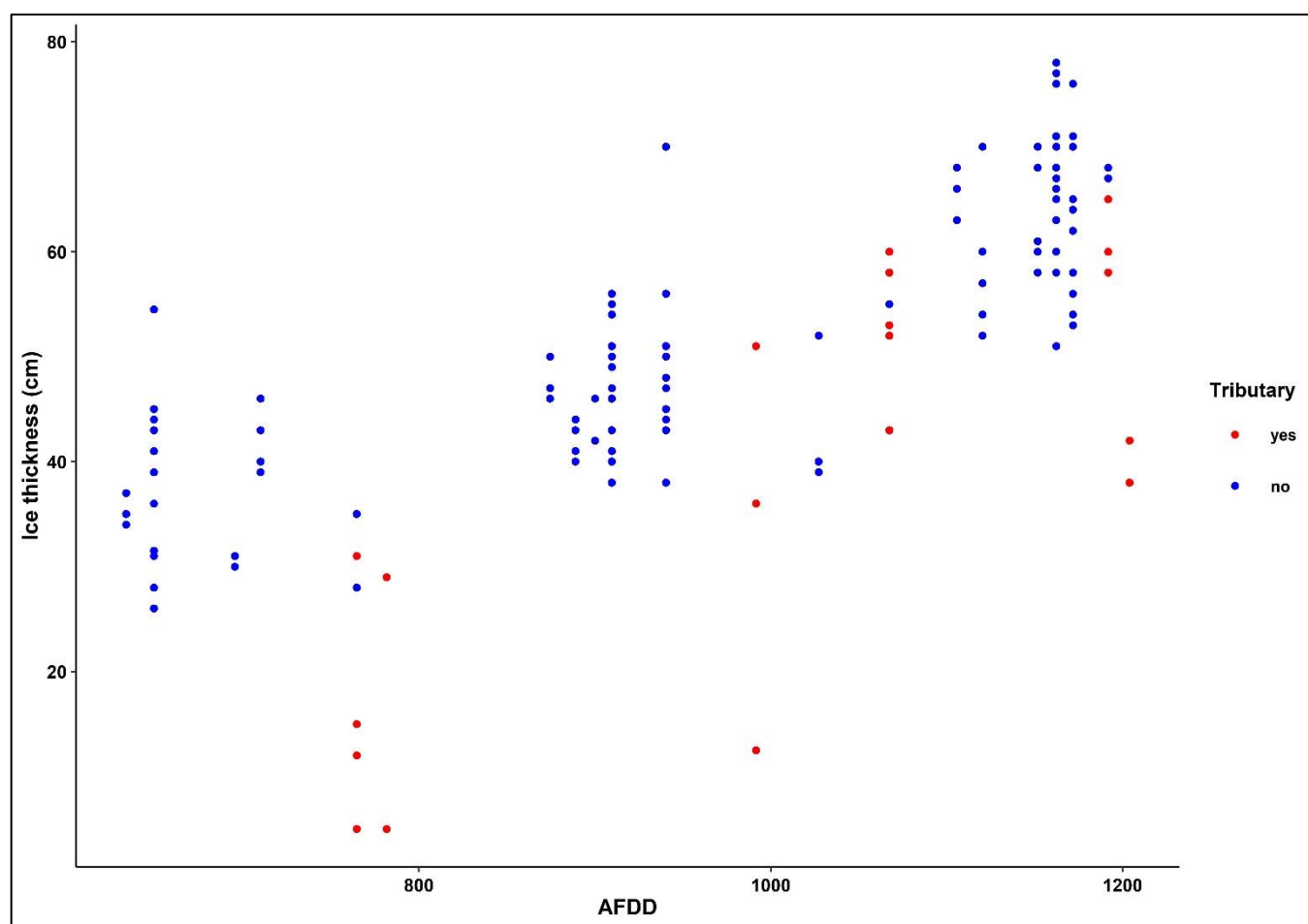


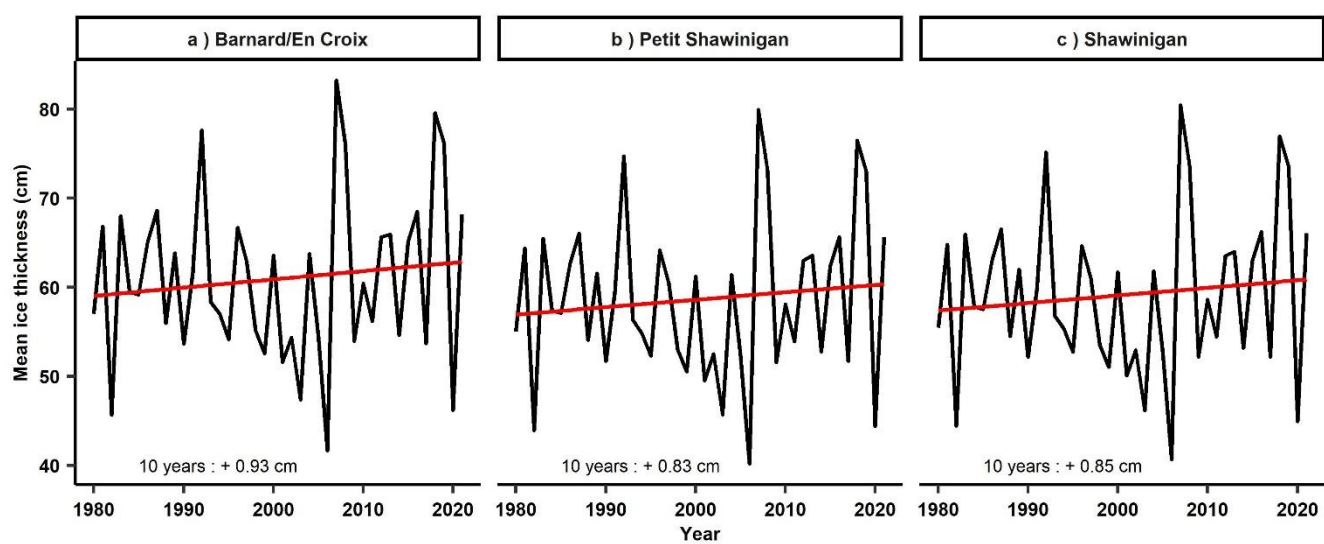
	Estimate	SE	T-Stat	P-Value
Intercept	-1.26	0.12	-10.43	3.1622e-21
Temperature°C	0.99	0.01	101.54	5.8771e-198

ANNEXE 2 : Corrélation entre la constante 'C_s' et les variables explicatives



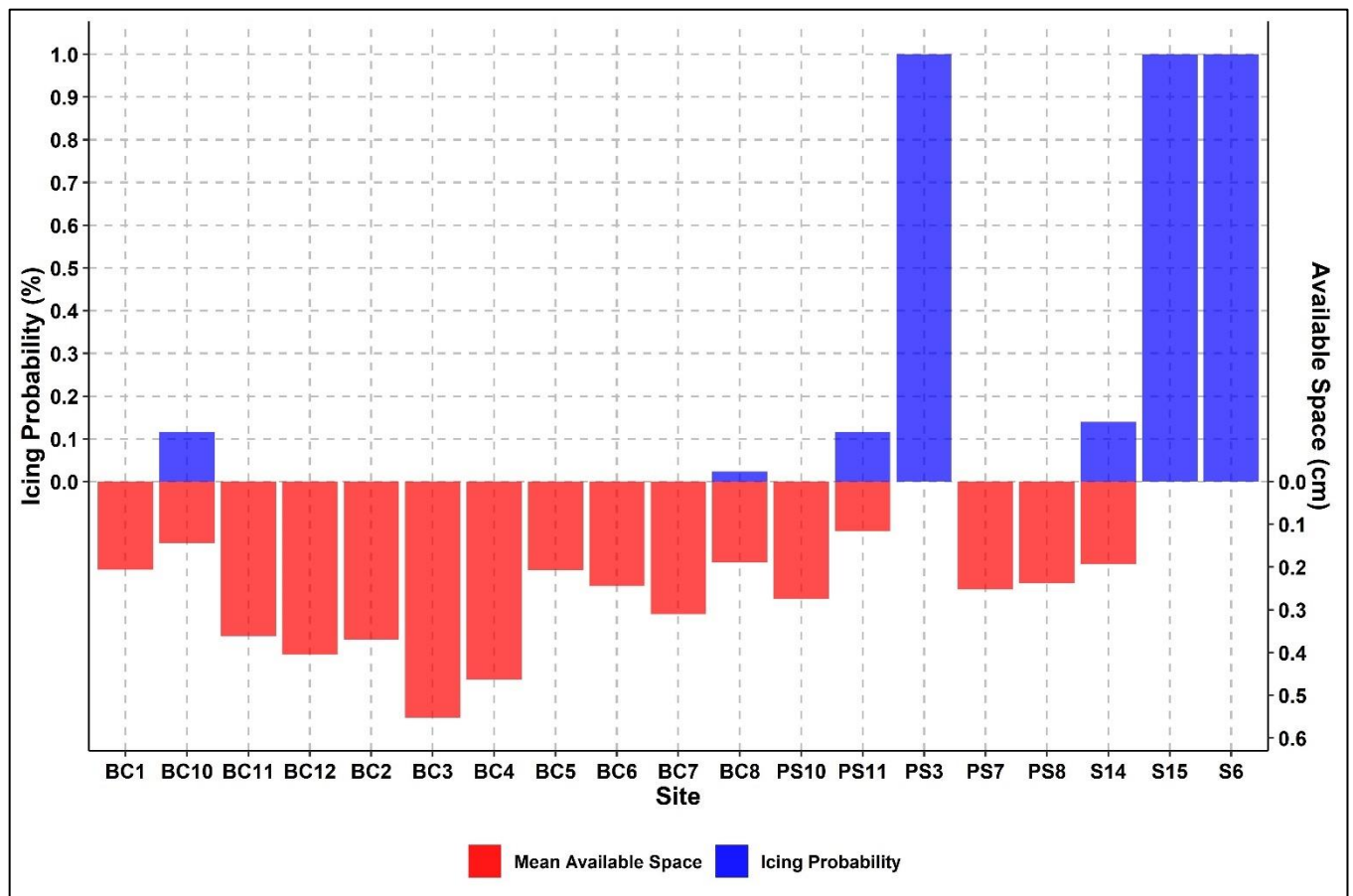
ANNEXE 3 : Influence des tributaires sur l'épaisseur de glace



ANNEXE 4 : Reconstruction historique de l'épaisseur de glace (1981-2023)

ANNEXE 5 : Élévation des sites de frayères

Site	Samples	Mean depth (m)	Water elevation (m)	Mean elevation (m)
BC1	18	0.97	321.32	320.35
BC10	11	0.93	321.34	320.41
BC11	11	1.23	321.34	320.12
BC12	16	1.28	321.34	320.07
BC2	10	1.15	321.35	320.19
BC3	18	1.31	321.32	320.00
BC4	11	1.24	321.32	320.08
BC5	14	1.08	321.32	320.24
BC6	15	1.13	321.32	320.19
BC7	14	1.06	321.32	320.25
BC8	14	0.95	321.32	320.37
PS10	27	0.98	321.35	320.37
PS11	18	0.82	321.35	320.53
PS3	7	0.56	321.35	320.79
PS7	16	1.01	321.35	320.34
PS8	5	1.00	321.35	320.35
S1	10	0.28	321.34	321.06
S14	6	0.83	321.34	320.51
S15	12	0.27	321.34	321.07
S6	23	0.25	321.34	321.09

ANNEXE 6 : Probabilité d'englacement et espace disponible pour la reproduction

Chapitre IV

Conclusion globale

L'objectif de cette étude était de modéliser le risque d'englacement des habitats de reproduction de l'omble de fontaine dans le bassin hydrologique du lac En Croix, en fonction des fluctuations des niveaux d'eau induites par la gestion du barrage En Croix et des facteurs climatiques. Cette recherche a permis de développer un modèle empirique d'estimation de l'épaisseur de glace, basé sur les degrés-jours de gel et intégrant les variations spatio-temporelles des conditions de neige ainsi que d'autres paramètres environnementaux influençant la formation de la glace. L'applicabilité de ces modèles aux moyennes latitudes a été démontrée, ouvrant désormais la voie à d'éventuelles recherches dans des régions où l'acquisition de données est limitée.

Principaux résultats

Le modèle développé a démontré une amélioration significative de la précision de l'estimation de l'épaisseur de glace. Le modèle final (équation 3), intégrant des paramètres environnementaux spécifiques, a atteint un R^2 conditionnel de 0,94 et un RMSE de 6,16 cm, surpassant largement le modèle initial (équation 1) basé uniquement sur les degrés-jours de gel ($R^2 = 0,36$, RMSE = 13,86 cm). Ces résultats montrent que l'englacement des frayères est fortement influencé par la variabilité spatio-temporelle des conditions locales, telles que l'accumulation de neige préférentielle et la proximité des tributaires.

Les résultats ont mis en évidence que la gestion actuelle des niveaux d'eau entraîne un risque accru d'englacement des frayères potentielles, particulièrement dans les zones de faible profondeur. L'abaissement du niveau d'eau en automne favorise cet englacement. En moyenne, 28 % des zones de reproduction préférentielles (0-2 m) sont englacées jusqu'au fond chaque année, et, au cours de la période étudiée, sept sites de fraie potentielle ont subi un englacement total au moins une fois.

Par ailleurs, l'étude a révélé que les aléas d'englacement peuvent provoquer de plus grandes variations de superficies (± 10.64 %) que la modulation typique saisonnières du niveau d'eau ($\pm 5\%$) (voir figure 13, panneau d). Une tendance historique a également été

observée, montrant une légère augmentation annuelle de l'épaisseur moyenne de glace (+0,08 cm/an) sur les 40 dernières années.

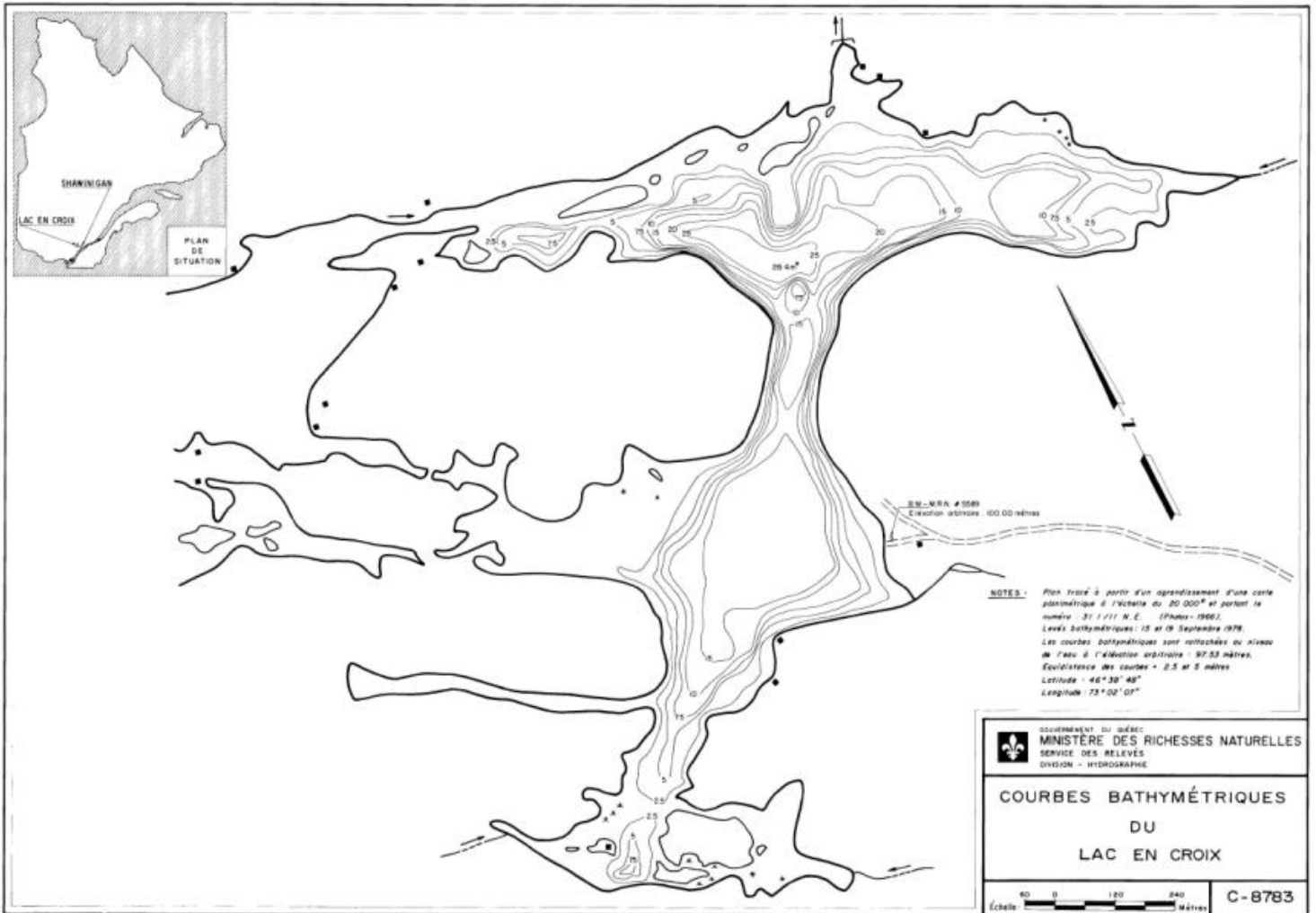
Ces résultats soulignent l'importance de réévaluer les pratiques de gestion des niveaux d'eau, notamment en limitant l'abaissement automnal pour préserver les habitats de reproduction de l'omble de fontaine. L'approche de modélisation proposée, qui prend en compte la variabilité climatique et les facteurs environnementaux, offre une méthode précieuse pour anticiper les impacts de la régulation des niveaux d'eau et contribuer à la conservation des écosystèmes aquatiques dans un contexte de changements climatiques.

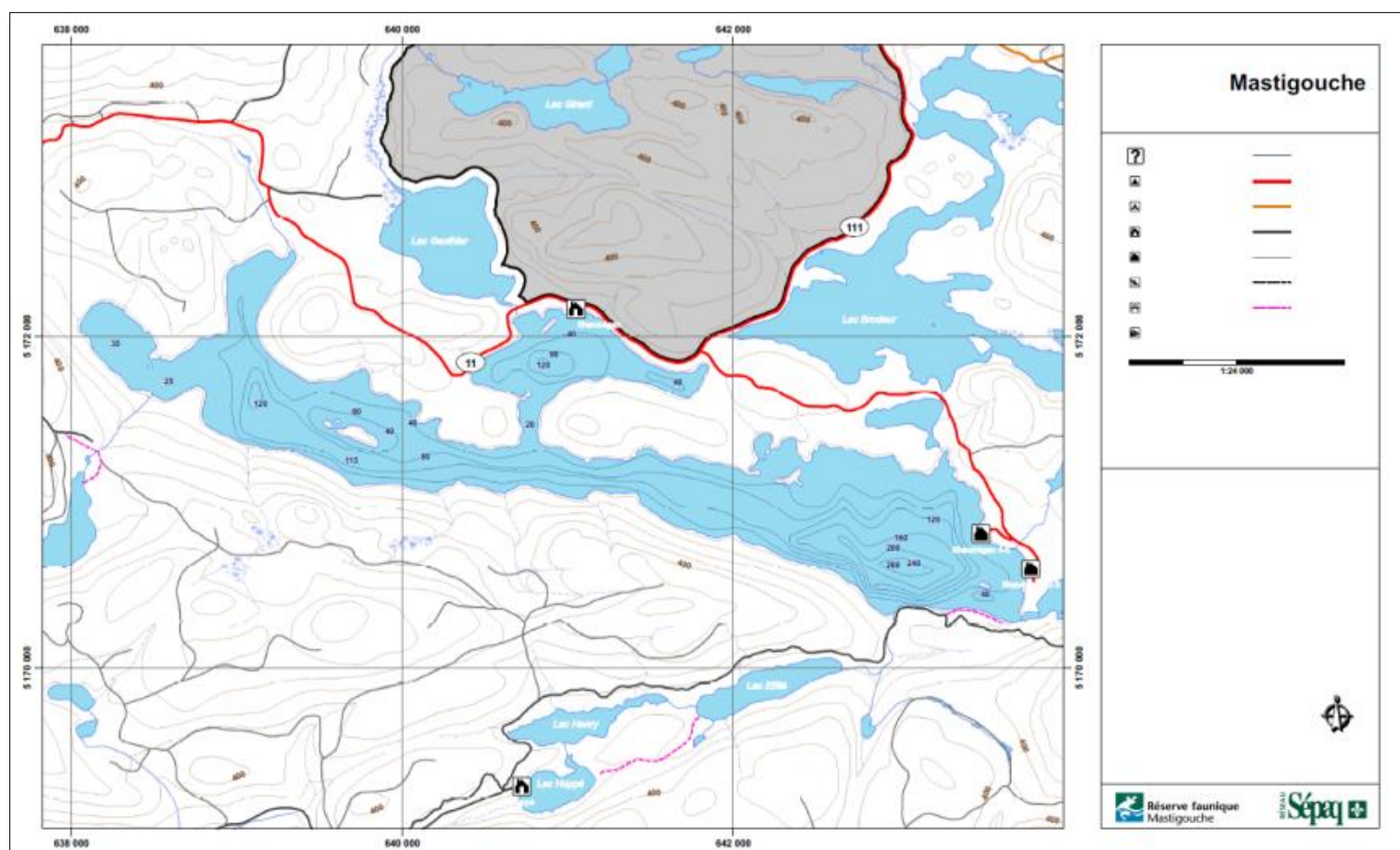
Conclusions, perspectives et recommandations

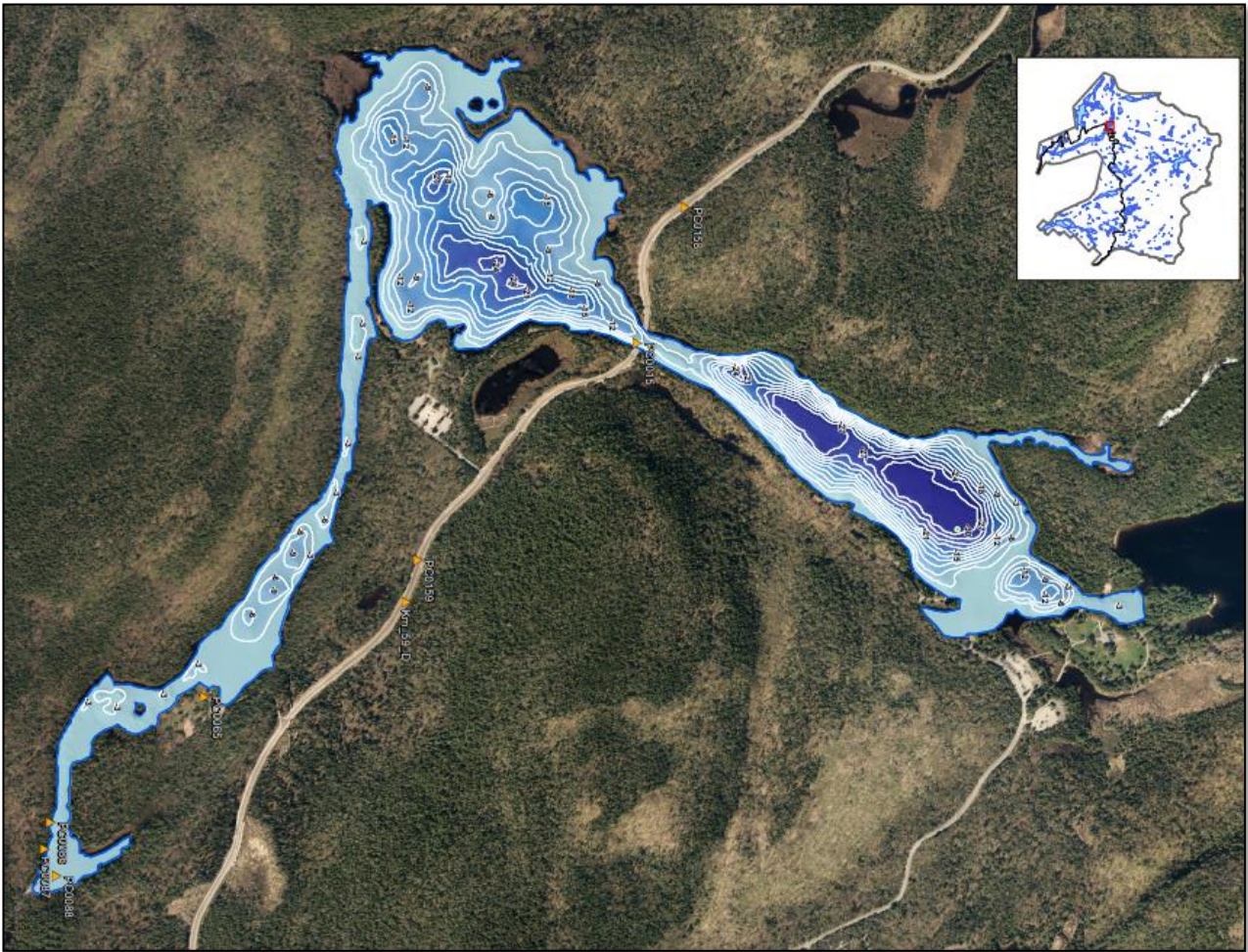
Cette étude offre des applications prometteuses pour la gestion durable des ressources aquatiques, en particulier pour les espèces sensibles aux variations saisonnières du niveau d'eau. Les résultats obtenus et le modèle développé constituent une base solide pour des recherches futures, visant à approfondir la compréhension de la dynamique de la glace de lac et à améliorer les pratiques de gestion des écosystèmes lacustres tout en préservant la biodiversité aquatique. Intégrer davantage de facteurs environnementaux, tels que l'épaisseur de glace, dans la régulation des niveaux d'eau sera essentielle pour minimiser les impacts négatifs sur les habitats aquatiques et les populations de poissons.

Enfin, ce travail ouvre des perspectives pour des études comparatives sur d'autres écosystèmes aquatiques, élargissant ainsi les possibilités d'application du modèle développé. Cette démarche pourrait contribuer à renforcer les efforts de conservation de la biodiversité aquatique, tout en répondant à certains défis posés par les changements climatiques.

ANNEXE A : Bathymétrie







ANNEXE B : Localisation des frayères

