

**MORPHOLOGIE ET HYDROGÉOCHIMIE DES COINS DE GLACE EN DÉGRADATION,
MONTS OGILVIE, YUKON, CANADA**

EMMANUEL CARRIÈRE

Thèse soumise à l'Université d'Ottawa
dans le cadre des exigences du programme de
Maîtrise en géographie physique

Département de Géographie, Environnement et Géomatique

Faculté des Arts

Université d'Ottawa

Résumé

Depuis près de 30 ans, une dégradation des coins de glace est observée à un site d'étude situé dans les monts Ogilvie, au Yukon. Cette thèse examine la morphologie et le volume de glace des sols polygonaux, ainsi que les conditions hydrologiques et géochimiques de deux sites de la vallée de la rivière Blackstone présentant différents degrés d'évolution (stables et dégradés). Les résultats suggèrent que la dégradation a débuté dans les années 1990 et a été influencée par la construction de la route du Dempster, qui a favorisé l'accumulation d'eau en surface en amont de celle-ci. Cette dégradation a ensuite causé la formation d'un étang thermokarstique et son élargissement progressif, passant de 3500 m² à 9500 m² entre 2007 et 2023. Un drainage et un remplissage rapides de l'étang ont également été observés durant les étés 2022 et 2023. Bien que la cause exacte de ces fluctuations demeure incertaine, cette étude suggère que le phénomène peut être associé à la couche active et au type de sédiment du site. Les résultats indiquent que les coins de glace datent de l'Holocène et que, de façon générale, les impacts de leur dégradation sur la géochimie (COD/CID et ions) sont significativement moins importants que ceux de d'autres types de dégradation du pergélisol, comme les glissements dus au dégel. Cependant, l'impact de la fonte des coins de glace sur la distribution de l'eau et l'écoulement de surface n'est pas à négliger, puisqu'elle peut modifier l'écosystème naturel et poser un risque pour les infrastructures.

Remerciements

J'aimerais d'abord remercier mon superviseur, Denis Lacelle, de m'avoir donné l'opportunité de travailler dans l'Arctique canadien. Sans son expertise, son soutien et sa confiance, ce projet n'aurait jamais pu voir le jour. J'ai également eu la chance de travailler sur le terrain avec des personnes incroyables qui ont su rendre cette expérience inoubliable. Un merci tout particulier à Jean Bjornson pour ses précieux conseils et son aide sur le terrain, ainsi qu'à Clody Desjardins pour son soutien lors des campagnes d'échantillonnage. Merci à Roxanne Frappier pour son aide dans le cadre de ce projet, tant au niveau de l'échantillonnage que du partage de ses connaissances. Enfin, je remercie tous mes collègues qui m'ont soutenu tout au long de ce projet. Je tiens également à exprimer ma gratitude au personnel du centre d'interprétation de Tombstone, au gouvernement du Yukon et à la communauté Tr'ondëk Hwëch'in, qui ont permis que cette recherche soit possible. J'aimerais aussi remercier le programme de formation scientifique dans le Nord pour leur soutien financier, sans lequel ce projet n'aurait pu avoir lieu. Je tiens également à remercier le personnel du Centre de recherche avancée de l'Université d'Ottawa, qui a veillé à ce que tous mes échantillons puissent être entièrement analysés. Merci à Paul Middlestead et à l'équipe du laboratoire Jan Veizer, à Sarah Murseli et à l'équipe du laboratoire AMS A.E. Lalonde, ainsi qu'à Smitarani Mohanty et Nimal DeSilva du laboratoire de géochimie. Ce fut un plaisir de travailler avec vous. Enfin, je remercie ma famille et mes amis pour votre soutien constant tout au long de cette aventure, ainsi que Romane pour tes encouragements, ton appui et ta confiance en moi. Merci à tous, je serai pour toujours reconnaissant.

Table des matières

Résumé	II
Remerciements	III
Liste des figures.....	VI
Liste des tableaux.....	IX
Liste des abréviations	X
Introduction	1
1.1 Objectifs et questions de recherche	2
Région d'étude	3
2.1 Localisation	3
2.2 Géologie.....	4
2.3 Hydrologie	5
2.4 Climat et végétation	6
2.5 Pergélisol	7
Revue de littérature	9
3.1 Pergélisol	9
3.1.1 Distribution du pergélisol	12
3.1.2 Coin de glace et sols polygonaux.....	15
3.1.3 Hydrologie périglaciaire	19
3.2 Conséquences de la fonte du pergélisol due aux changements climatiques	22
3.2.1 Conséquences sur l'hydrologie	22
3.2.2 Conséquences sur le cycle du carbone.....	24
Méthodologie.....	27
4.1 Sélection des sites d'étude	27
4.2 Morphologie des sols polygonaux, estimation du volume des coins de glace et évolution spatio-temporelle du site en dégradation	31
4.3 Analyse de qualité des eaux	34
4.4 Analyses en laboratoire	35
4.4.1 Anions et Cations.....	35
4.4.2 Analyses des isotopes stables	35
4.4.3 Analyse du carbone organique dissous et du carbone inorganique dissous.....	36

4.4.4 Analyse du carbone 14 (¹⁴ C)	36
Résultats	37
5.1 Morphologie des sols polygonaux et estimation du volume des coins de glace.....	37
5.2 Évolution du site en dégradation.....	39
5.3. Paramètres hydrologiques et géochimiques du site en dégradation	42
5.4 Paramètres hydrologiques et géochimiques du site stable.....	50
5.5 Paramètres hydrologiques et géochimiques de la rivière East Blackstone et de la rivière Blackstone	55
Discussion	56
6.1 Morphologie, volume et impacts potentiels de la dégradation des coins de glace	56
6.2 Formation, drainage et remplissage de l'étang au site en dégradation	58
6.2.1 Causes de la dégradation des coins de glace	58
6.2.2 Développement et évolution de l'étang du site en dégradation	59
6.3 Géochimie et sources des eaux	62
6.4 Impacts de la fonte des coins de glace sur la géochimie des eaux de surface	66
Conclusion.....	69
Références	72
Annexe.....	83

Liste des figures

- Figure 1.** Carte de localisation des sites d'études. A) Carte de l'Alaska et de l'ouest de l'Arctique canadien présentant la zone d'étude dans le bassin supérieur de la rivière Peel. B) Carte montrant les sites d'études à l'intérieur du bassin de la rivière Blackstone. C) Carte à grande échelle illustrant les sites d'études, le bassin de la rivière Blackstone et le modèle d'élévation numérique de terrain de la région. Source: Gouvernement du Yukon, [<https://mapservices.gov.yk.ca/GeoYukon/>]. Disponible : GeoYukon (consulté le 20 mars 2023). 4
- Figure 2.** Modèle simplifié présentant les différentes couches du pergélisol (Traduit de French, 2007). 11
- Figure 3.** Localisation des sites d'études en fonction de la distribution du pergélisol au Canada selon les données de Ressources Naturelles Canada (2002), Disponible: Scholars GeoPortal [https://geo2.scholarsportal.info/#r/details/_uri@=1250329824]..... 14
- Figure 4.** Illustration simplifiée des trois types de coins de glace. Les coins de glace épigénétique, syngénétique et anti-syngénétique. Traduit en français de Mackay (1990). 19
- Figure 5.** Modèle simplifié d'un système hydrologique en zone de pergélisol, présentant la circulation et l'entreposage de l'eau. Traduit en français (Woo, 2012). 21
- Figure 6.** Conceptualisation des sources d'eau et de la circulation d'eau sous le pergélisol, à l'intérieur du pergélisol et au-dessus du pergélisol. Traduit en français (Woo, 2012).. 21
- Figure 7.** Sols polygonaux des deux zones d'intérêt. (A) Image satellitaire haute résolution présentant les sols polygonaux de la zone stable (site 3). (B) Image satellitaire haute résolution montrant les sols polygonaux de la zone en dégradation. Source: ESRI, World Imagery (2020). 29
- Figure 8.** Sites d'étude en fonction du drainage de surface déterminé par l'outil « flow accumulation » dans ArcGIS pro. A) Image satellitaire haute résolution correspondant à la zone du site stable, incluant l'emplacement du site 3. (B) Image satellitaire haute résolution correspondant à la zone en dégradation et de l'emplacement des sites d'échantillonnages. Source: ESRI, World Imagery (2020). 30
- Figure 9.** Couches sortantes des différentes étapes de création du TIN. A) Image des sols polygonaux utilisée pour le traçage, B) Traçage du réseau de polygone, C) Création de polygones numérique, D) Zone tampon entourant les lignes tracées, E) Centre des sols polygonaux et F) Création du TIN..... 33

Figure 10. Modèle 3D illustrant les sols polygonaux et les coins de glace d’une partie du site 4. Les vides correspondent à l’espace occupé par les coins de glace, qui dans ce cas-ci ont une profondeur et une largeur de 3 mètres.	33
Figure 11. Photos aériennes et images satellitaires haute résolution de l’étang du site en dégradation de 1977 (A), 1989 (B), 2007 (C), 2015(D), 2018 (E) et 2023 (F). Les images et photos présentent l’évolution du site et l’expansion de l’étang au fil des années.....	41
Figure 12. Croissance et morphologie de l’étang du site en dégradation en 2007, 2015 et 2023. Les formes ont été tracées manuellement à partir des différentes images disponibles.	41
Figure 13. Carte montrant les chenaux d’écoulement (« water tracks ») s’écoulant directement dans l’étang et le bassin versant du site en dégradation. Le bassin versant a été délimité avec ArcGIS pro à partir d’un modèle numérique d’élévation de haute résolution (1 m). Source - Données modèle d’élévation: Gouvernement du Canada, Ressources naturelles Canada (2023) – Image de base : ESRI, World Imagery (2020). ...	42
Figure 14. A) Image satellitaire d’août 2020 (Esri World Imagery) montrant la présence d’eau dans l’étang du site en dégradation et B) image satellitaire d’août 2023 (Digital Globe) montrant l’étang drainé.	46
Figure 15. Graphiques montrant le niveau d’eau, la conductivité, les concentrations de $\delta^{18}\text{O}$ et les concentrations de Calcium, Magnésium et Chlore pour les sites 4A, 4B, 4C et 4D. Les graphiques de gauche illustrent les résultats pour 2022 et ceux de droite présentent les résultats pour 2023.	47
Figure 16. Graphiques en nuage de points présentant les ratios molaires de certains ions pour les sites 4A, 4B, 4C, 4D et les coins de glace. A) présente le ratio molaire entre les concentrations de Ca et Cl, B) le ratio molaire entre les concentrations de Mg et Cl, C) le ratio molaire entre les concentrations de Mg et Ca et D) le ratio de Ca/Cl en relation avec le ratio de Mg/Cl.	48
Figure 17. Graphiques montrant les changements dans le niveau d’eau, le CID, $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{COD}}$ et le COD selon les jours juliens et l’année pour l’ensemble des sites 4. Les graphiques de gauches présentent les données de 2022 et les graphiques de droites présentent les données de 2023.....	49
Figure 18. Graphiques montrant le niveau d’eau, la conductivité, les concentrations de $\delta^{18}\text{O}$ et les concentrations de Calcium, Magnésium et Chlore pour le site stable en 2022 et en 2023.	52

- Figure 19.** Graphiques en nuage de points présentant les ratios molaires de certains ions pour l'ensemble des sites d'étude et les coins de glace. A) présente le ratio molaire entre les concentrations de Ca et Cl, B) le ratio molaire entre les concentrations de Mg et Cl, C) le ratio molaire entre les concentrations de Mg et Ca et D) le ratio de Ca/Cl en relation avec le ratio de Mg/Cl. 53
- Figure 20.** Graphiques montrant les changements dans le niveau d'eau, le CID, $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{COD}}$ et le COD selon les jours juliens et l'année pour le site 3 en 2022 et en 2023. 54
- Figure 21.** A) Photo d'une paroi d'un centre de polygone s'écroulant directement dans l'étang du site 4. B) Tassement du sol dans le creux d'un polygone suivant la fonte d'un coin de glace. Photos prises au site 4 lors de l'été 2023. 58
- Figure 22.** Graphiques montrant les niveaux d'eau du site 3 et du site 4. Les données montrent que le remplissage de l'étang du site 4 se produit lorsque des évènements de précipitations surviennent (augmentation du niveau du site 3). 62
- Figure 23.** Composition isotopique ($\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$) des coins de glace, du site en dégradation et du ruisseau du site stable près de Chapman Lake, Monts Ogilvie. LLME, ligne météorique mondiale des eaux ($\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$; Dansgaard, 1964); LMLE, ligne météorique locale des eaux, Ogilvie Mountains ($\delta\text{D} = 6.8 \delta^{18}\text{O} - 24.49$; Baranova, 2017). 64
- Figure 24.** Graphique en boîtes à moustaches des valeurs de conductivité ($\mu\text{S}/\text{cm}$), de Ca, Mg et Cl (mmoles L^{-1}) pour les rivières Blackstone et East Blackstone, pour le site 3 et pour le site 4A (étang), 4C (chenal d'écoulement) et 4D (creux de polygone). 68

Liste des tableaux

Tableau 1. Indices morphologiques des sols polygonaux des deux sites d'étude. La moyenne et l'écart-type (σ) des valeurs de superficie, de périmètre, de diamètre et de longueurs des creux ont été estimés à partir des réseaux de polygones tracés manuellement à chacun des sites. 38

Tableau 2. Volume des coins de glace estimé de chacun des sites d'étude. Les valeurs ont été calculées à partir de modèles en trois dimensions. 39

Tableau 3. Résultat de la datation ¹⁴CCOD pour les différents sites situés dans la vallée de la rivière Blackstone, au centre du Yukon (voir figure 7 et 8 pour l'emplacement des sites). 50

Liste des abréviations

COD : Carbone organique dissous

CID : Carbone inorganique dissous

PTT : Parc Territorial de Tombstone

AMSL : Au-dessus du niveau moyen de la mer

VCG : Volume des coins de glace

LMLE : Ligne météorique locale des eaux

LMME : Ligne météorique mondiale des eaux

Introduction

Au cours des dernières décennies, les changements climatiques dans l'Arctique ont eu un impact significatif sur l'environnement périglaciaire. Le pergélisol, qui couvre près de 25 % de la surface terrestre dans l'hémisphère Nord, est fortement influencé par la température et les précipitations, mais également par le type de végétation (French, 2016). Plusieurs études démontrent que le pergélisol se dégrade dans l'Arctique (Osterkamp, 2005; Harris, 2009; Romanovsky, 2010; Fraser et al., 2018) sous l'effet du réchauffement de l'air et du sol et l'augmentation de la fréquence des précipitations extrêmes, ce qui favorise l'épaississement de la couche active et le développement de paysages thermokarstiques (Kokelj et Jorgenson, 2013). Ces processus entraînent des impacts considérables sur l'environnement, incluant l'hydrologie et le cycle de l'eau. La modification de l'épaisseur de la couche active et la transformation du paysage causée par la fonte d'un pergélisol riche en glace peuvent influencer le stockage, la circulation, la distribution et la connectivité entre les eaux de surface et souterraines (Connon et al., 2014; Liljedahl et al., 2016; Fortier et al., 2007; Jin et al., 2022; Webb et al., 2022). La fonte d'un pergélisol riche en glace peut aussi avoir des conséquences sur la géochimie et la qualité des eaux de surface (Kokelj et Lewkowicz, 1999; Kokelj et al., 2005, 2008, 2009; Malone et al., 2013). De plus, la dégradation du pergélisol influence aussi le cycle du carbone notamment en libérant du carbone précédemment séquestré dans le sol gelé (Schuur et al., 2015, Holmes et al., 2012).

C'est dans ce contexte que prend place cette étude sur la morphologie et l'hydrogéochimie des coins de glace en dégradation, dans le bassin de la rivière Blackstone, dans les Monts Ogilvie, au centre du Yukon. Cette thèse sous forme de monographie présentera les objectifs de recherche, le site d'étude, une revue de la littérature, les méthodes, les résultats obtenus et une discussion.

1.1 Objectifs et questions de recherche

Le but de cette recherche est d'évaluer l'effet de la dégradation des coins de glace sur la qualité et la distribution des eaux de surface dans la région d'étude. Pour ce faire, une zone où les coins de glace sont en dégradation et une autre où les coins de glace sont stables ont été échantillonnées et analysées. Le site stable est situé dans le parc territorial de Ddhäl Ch'èl Cha Nän (Tombstone) et le site en dégradation juste à l'extérieur de sa limite nord, dans le bassin de la rivière Blackstone. Dans cette région, plusieurs recherches se sont intéressées à la distribution des coins de glace et à leur développement (Frappier et al., 2023; Frappier et Lacelle, 2021; Grinter et al., 2018; Lacelle et al., 2007), mais aucune étude n'a tenté de déterminer l'impact de la dégradation des coins de glace sur l'hydrologie et la qualité des eaux. Cette thèse fournira donc de nouvelles données et connaissances sur l'hydrologie périglaciaire, et permettra de déterminer comment la dégradation des coins de glace peut affecter l'hydrologie locale, en particulier la géochimie et la distribution des eaux de surface. Les objectifs spécifiques sont :

- Objectif 1 : Caractériser la morphologie des sols polygonaux (superficie, périmètre et longueur des creux) et estimer le volume de glace des zones d'intérêt à l'aide d'images satellitaires haute résolution.

- Objectif 2 : Déterminer l'étendue de la dégradation des coins de glace en traçant l'évolution et le développement du site ciblé, du début de sa dégradation jusqu'à aujourd'hui, en utilisant une série d'images à haute résolution.
- Objectif 3 : À l'aide d'échantillonnage de terrain et d'analyses en laboratoire, déterminer la composition géochimique (ions majeurs, $\delta^{18}\text{O}$, carbone organique dissous (COD), carbone inorganique dissous (CID), ^{14}C du COD) et les paramètres labiles (niveau, température et conductivité) des sites et des différents contributeurs d'écoulement (coins de glace, précipitation et eau souterraine). Ces mesures permettront d'estimer les impacts de la fonte des coins de glace sur l'hydrologie locale et la qualité des eaux et de les comparer avec d'autres types de dégradation du pergélisol.

Région d'étude

2.1 Localisation

La région d'étude se situe dans le bassin de la rivière Blackstone, à environ 70 km au nord-est de la ville de Dawson, dans le centre du Yukon. Les sites d'études sont situés dans le parc territorial de Tombstone (PTT) et au nord des limites de celui-ci. Le parc est situé dans les Monts Ogilvie et est traversé par la route du Dempster, la seule route reliant certaines communautés du nord du Yukon et des Territoires du Nord-Ouest (Figure 1). L'élévation dans le parc varie entre 405 et 2346 m au-dessus du niveau moyen de la mer (AMSL), mais 95 % du parc dépasse les 1000 m AMSL (Frappier & Lacelle, 2021).

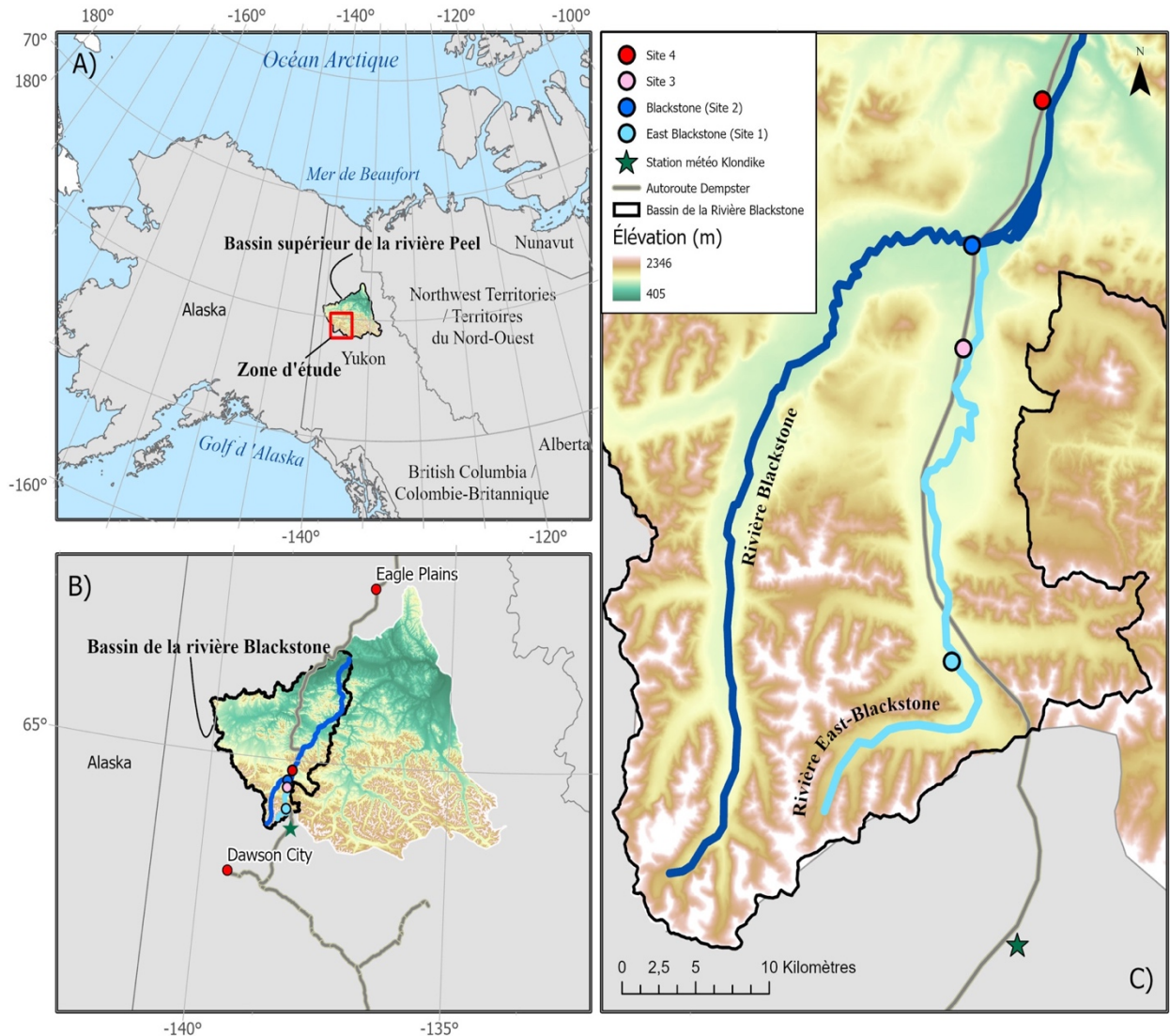


Figure 1. Carte de localisation des sites d'études. A) Carte de l'Alaska et de l'ouest de l'Arctique canadien présentant la zone d'étude dans le bassin supérieur de la rivière Peel. B) Carte montrant les sites d'études à l'intérieur du bassin de la rivière Blackstone. C) Carte à grande échelle illustrant les sites d'études, le bassin de la rivière Blackstone et le modèle d'élévation numérique de terrain de la région. Source: Gouvernement du Yukon, [<https://mapservices.gov.yk.ca/GeoYukon/>]. Disponible : GeoYukon (consulté le 20 mars 2023).

2.2 Géologie

La partie sud du PTT est caractérisée par des montagnes aux sommets abruptes constituées de roches sédimentaires et ignées du Mésozoïque. Certains des plus hauts sommets sont composés de syénite porphyrique du Crétacé (Green, 1972). Le nord du

parc est quant à lui localisé sur le « Blackstone Plateau », où les sommets sont plus arrondis et le relief est plus plat. Cette section est principalement formée de roches du Précambrien jusqu'au Paléozoïque de type ultramafique et sédimentaire (Green, 1972). La géologie de surface au sud du PTT est dominée par des dépôts de colluvions déposés durant l'Holocène et par des dépôts glaciaires du Pléistocène tardif, tandis qu'au nord du parc, on retrouve davantage de dépôts fluvioglaciaires (Duk-Rodkin, 1996). Près de l'un des sites d'étude, juste au nord de la limite du PTT, trois types de sédiments de surface sont identifiables dans les trois premiers mètres : une couche organique d'une épaisseur d'environ 0,5 m, ensuite, entre 0,5 et 1 m, une couche de sédiments plus grossiers, majoritairement composée de sable (80 %) et en dessous, un mélange de limon, d'argile (60 %), et de sable (30 %) riche en glace (Calmels et al., 2018).

2.3 Hydrologie

De nombreux cours d'eau circulent dans la région du PTT dont la majorité afflue dans la rivière East Black Stone et la rivière Blackstone. Ces deux rivières sont orientées sur un axe nord-sud et s'écoulent vers le nord. La rivière Blackstone est située dans le bassin supérieur de la rivière Peel (Figure 1), une des rivières les plus importantes du Yukon, qui se déverse dans le fleuve Mackenzie et s'écoule directement dans la mer de Beaufort, dans l'océan Arctique. Plusieurs auefs et monticules de gels associés au gel de l'eau souterraine ont aussi été observés dans la région d'étude (Crites & al., 2020).

D'autres rivières importantes sont présentes à proximité du site d'étude. C'est le cas de la rivière North Klondike qui s'écoule vers le sud et est située juste au sud des limites du PTT, ainsi que de la rivière Ogilvie, dans laquelle afflue la rivière Blackstone,

elle-même un affluent de la rivière Peel, située à quelques centaines de kilomètres au nord du PTT. Le régime hydrique de la rivière North Klondike est dominé par la fonte des neiges au printemps, par une augmentation du débit durant les événements de pluies estivales et une baisse du débit durant l'hiver. Le débit hivernal est maintenu par l'influx d'eau souterraine circulant au travers de taliks qui représente 95% du débit total, comparativement au printemps où la fonte, le ruissellement et les précipitations contribuent à plus de 50% du débit (Lapp & Clark, 2015). Les ions tels que Mg^{2+} , Ca^{2+} , Na^+ et SO_4^{2-} sont présents en concentrations élevées pendant l'hiver, lorsque le débit est maintenu par les eaux souterraines et les ions comme K^+ sont plus abondants lorsque l'écoulement de surface et l'eau circulant dans la couche active contribuent au débit total durant le printemps et l'été (Lapp & Clark, 2015). De façon très similaire, la rivière Ogilvie située au nord de la rivière Blackstone présente une concentration élevée d'ions d'altérations tels que le Mg^{2+} , le Ca^{2+} , le bicarbonate et le sulfate (SO_4^{2-}) durant l'hiver lorsque la rivière est entièrement alimentée par l'eau souterraine. Avant la crue printanière, une augmentation de la concentration de Ca^{2+} , SO_4^{2-} , et Na^+ est généralement observée. Cependant, durant la crue printanière, ces ions vont être dilués, avant que leurs concentrations recroître vers la fin de l'été (Baranova & Clark, 2017).

2.4 Climat et végétation

La région d'étude est située dans la zone climatique du subarctique continental. Son climat se définit par des étés relativement courts et froids et par des hivers longs et très froids. Une station météo juste au sud du parc, près de la rivière Klondike

(64°27'14.00"N, 138°12'56.00"O) à 972 mètres d'altitude, montre que la température moyenne de l'air durant la période de 1967 à 2006 était de -5,4 °C, avec une moyenne pour le mois de janvier de -23,3 °C et une moyenne pour le mois de juillet de 11,5 °C. Il n'est pas rare d'y observer des températures extrêmes, comme ce fut le cas en janvier 1975, où la température avait atteint -51,7 °C. Pour la même période de 1967 à 2006, la moyenne annuelle de précipitations totales s'élevait à environ 472 mm avec près de 48% de ces précipitations sous forme de pluie (Environnement Canada, 2010). La composition isotopique moyenne annuelle de $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations en 2014-2015 était de $-22.3 \pm 5.5 \text{ ‰}$ pour la pluie, et de $-27.1 \pm 1.3 \text{ ‰}$ pour la neige (Baranova & Clark, 2017). Il est important de noter que ces données offrent seulement une approximation des températures et précipitations de la région d'étude étant donnée la nature de la région, la localisation de la station météorologique la plus proche et le manque de données plus récentes. La végétation dominante dans la région consiste de toundra alpine, donc de végétation basse, de tourbes, d'arbustes et de regroupements isolés d'épinettes noires et de bouleaux, fréquemment sous forme de khrumolz. Ces regroupements sont principalement concentrés sur les versants sud, dans des vallées et dans des régions plus humides.

2.5 Pergélisol

En raison de ses caractéristiques physiques, de son altitude, de son climat et de sa végétation, la section située au sud de « North Fork Pass », un col de montagne qui divise le bassin versant de l'océan Arctique de celui de l'océan Pacifique, se trouve dans une zone de pergélisol discontinu, tandis que la région située au nord se trouve dans une zone

de pergélisol continu (Hu et Pollard, 1997). À 30 km au nord de la limite du parc, la température moyenne annuelle du sol a été mesurée entre -5 °C et -2 °C (Smith et al., 2010). Un autre trou de sonde à proximité de la piste d'atterrissage du lac Chapman présente un pergélisol relativement chaud et en dégradation, avec des températures estivales moyennes près de 0 °C à une profondeur de 2,66 m et une couche active ayant une épaisseur de 1,20 m durant le mois de septembre. À ce même site, le pergélisol est composé d'un mélange de sédiments fins riches en glace dans les premiers 4 m depuis la surface, et de graviers pauvres en glace à plus grande profondeur (Camels et al., 2018). À plusieurs endroits dans la région il est possible d'observer une grande variété de formes géomorphologiques indiquant la présence de pergélisol. Les détachements de couche active, les lobes de solifluxion, les glissements associés au dégel, les lacs thermokarstiques, les monticules de givres, les coins de glace et les sols polygonaux représentent des exemples communs de caractéristiques observables dans le PTT et ses environs (Frappier & al., 2023). Le pergélisol est présent dans la région d'étude depuis plusieurs milliers d'années. En effet, la découverte de glace de glacier enfouie datant de la glaciation de Reid et de neige enfouie datant de plus de 30 000 ans avant aujourd'hui, nous indique que le pergélisol a pu y persister localement, et ce, depuis le Pléistocène tardif (Lacelle & al., 2007; Lacelle & al., 2009).

Les sols polygonaux et les coins de glace sont présents dans le PTT. Frappier et Lacelle (2021) mentionnent que les sols polygonaux associés aux coins de glace couvrent 2,6 % de la superficie du parc. Ceux-ci sont majoritairement retrouvés dans le fond des vallées de la rivière East Blackstone et de la rivière Blackstone, à une altitude entre 985

m et 1135 m et sur des pentes plus petites ou égales à 3 °. Les coins de glace représentent l'un des principaux types de glace massive que l'on observe dans le parc et ceux-ci sont majoritairement retrouvés dans des dépôts glaciaires et dans des plaines alluviales de la rivière East Blackstone et de la rivière Blackstone (Frappier & Lacelle, 2021). Des coins de glace exposés près de « Two Moose Lake » dans le PTT ont été étudiés par Grinter & al. (2019). Les résultats démontrent deux groupes de coins de glace s'étant développés à des périodes différentes. Le premier groupe près de la surface présentent des âges entre 6360 et 920 années avant aujourd'hui, datant de l'Holocène moyen et tardif. Le second groupe de coin de glace situé à plus de 3 m de profondeur présente des âges datant du Pléistocène tardif, entre 31 595 et 13 010 années avant aujourd'hui. De ceux-ci, les coins de glace datant de l'Holocène présentent des valeurs moyennes de $\delta^{18}\text{O}$ d'environ $-23,8 \pm 0,5 \text{ ‰}$ et ceux datant du Pléistocène tardif présentent des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ d'environ $-27,4 \pm 0,8 \text{ ‰}$ (Grinter & al., 2019).

Revue de littérature

3.1 Pergélisol

Cette section s'intéressera à définir et expliquer certains des concepts importants relatifs au pergélisol. L'environnement périglaciaire en soi est un environnement complexe et très hétérogène d'une région à l'autre. Cette courte revue de littérature a pour but d'introduire le lecteur au pergélisol et aux différents éléments à l'étude dans cette recherche.

Comme mentionné précédemment, le pergélisol est défini selon sa température et correspond à du sol (matières organiques, sédiments ou roches) conservant une température inférieure ou égale à 0 °C pour une durée minimale de deux années consécutives. Étant principalement contrôlé par le climat, on retrouve du pergélisol sur plus de 20 % de la surface de la planète. Le Canada est le deuxième pays ayant la plus grande proportion de pergélisol après la Russie (French, 2007). Le pergélisol n'est pas toujours considéré comme du sol étant gelé, car celui-ci ne contient pas nécessairement d'eau ou de glace. De plus, même si un sol se trouve à une température inférieure à 0 °C, l'eau qu'il contient n'est pas forcément retrouvée sous forme de glace en raison de la baisse du point de congélation observée dans le sol. En effet, en raison de la pression et de la nature des sols, de l'eau sous forme liquide peut être observée en dessous du point de congélation. Il est donc plus pertinent de différencier la température du pergélisol et de son état relatif à l'humidité (gelé ou non gelé). Pour cette raison, les termes employés font souvent référence à cryotique ou non cryotique. Un sol cryotique est réservé pour désigner les sols ayant des températures inférieures ou égales à 0 °C et le terme non cryotique s'appliquerait aux sols ayant une température supérieure à 0 °C (Harris, 1988).

La croissance du pergélisol est déterminée par l'équilibre entre la perte de chaleur de la surface du sol et la chaleur géothermique de la terre. Pour en faciliter la compréhension, le pergélisol peut être divisé en différentes couches (Figure 2). La partie supérieure du pergélisol est considérée comme la limite supérieure du pergélisol ou le plafond du pergélisol. Le sol au-dessus de cette partie est catégorisé comme étant le « supra-pergélisol ». La couche active, faisant partie du supra-pergélisol, correspond à la

couche du sol gelant et dégelant annuellement, au rythme des saisons. Cette couche peut varier en épaisseur et en composition, mais elle se retrouve toujours du plafond du pergélisol jusqu'à la surface (French, 2007). La limite inférieure de la couche active correspond à la profondeur où la température annuelle moyenne maximale du sol est de 0 °C (Van Everdingen, 1998). Le pergélisol en soi n'est pas uniforme et est parfois composé de zones de sol dépourvu de pergélisol communément appelé « Talik ». Ce terme est utilisé pour définir les couches ou masses de sols n'étant pas gelé en permanence dans une zone de pergélisol. Un talik peut être fermé, isolé, ouvert, sub-, intra- ou supra-pergélisol. Ils sont souvent observés sous les lacs en zones de pergélisol (Harris, 2008). La base du pergélisol correspond à la limite à laquelle la température du sol au-dessus est inférieure à 0 °C et où les températures en dessous sont supérieures à 0 °C en raison du transfert d'énergie géothermique (French, 2007).

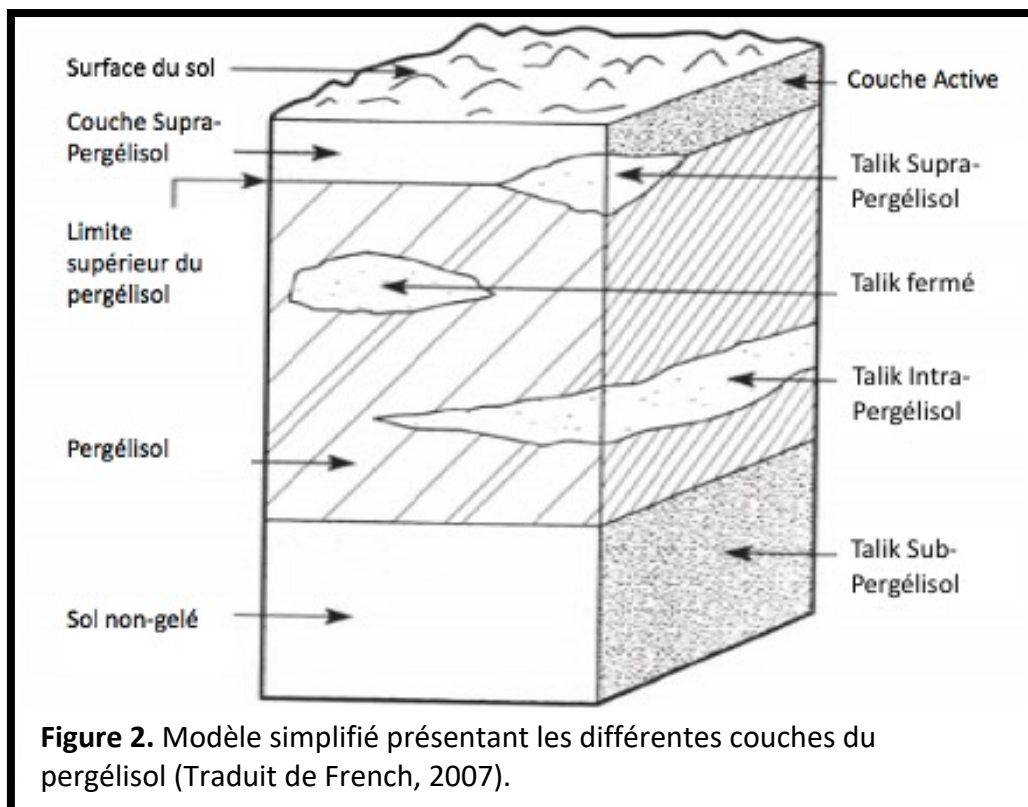


Figure 2. Modèle simplifié présentant les différentes couches du pergélisol (Traduit de French, 2007).

3.1.1 Distribution du pergélisol

Le pergélisol peut être classé selon sa localisation et aussi selon la proportion qu'il occupe dans une région donnée. En termes de localisation on retrouve du pergélisol latitudinal à de hautes latitudes, là où les conditions climatiques sont plus froides. C'est notamment le cas pour la majorité du pergélisol que l'on retrouve au nord du Canada, en Russie et en Alaska. Dans ces régions, les températures moyennes annuelles de l'air varient entre -4 et -12 °C, mais il est spécifié que dans l'hémisphère nord, la limite sud du pergélisol coïncide avec l'isotherme d'une température moyenne annuelle de -6 °C à -8 °C (French, 2007). On retrouve aussi du pergélisol alpin, à de très hautes altitudes, dans les latitudes moyennes et basses. En effet, en raison des températures froides observées à des élévations élevées, le pergélisol peut se développer à des latitudes beaucoup plus basses que la limite isothermique caractérisant le pergélisol latitudinal. Dans le même ordre d'idée s'ajoute le pergélisol de plateau, lui aussi associé aux hautes élévations, est principalement retrouvés en Chine, sur le plateau tibétain par exemple (French, 2007). Le pergélisol sous-marin est plus rare et considéré comme étant relictuel. Ce type de pergélisol se forme dans des zones côtières actuellement submergées, mais qui étaient autrefois exposées à des températures inférieures à 0 °C. On dit qu'un pergélisol est relictuel lorsque celui-ci reflète des conditions climatiques antérieures, des conditions différentes que celles observées actuellement (Harris, 1988). C'est le cas de plusieurs régions du monde où la température s'est réchauffée, mais qu'en raison de caractéristiques microclimatiques locales, le pergélisol a pu être préservé.

La proportion, l'épaisseur et la température que le pergélisol occupe vont varier considérablement d'une région à une autre en raison du climat général, mais aussi en raison des caractéristiques microclimatiques comme la couverture neigeuse, la végétation, le type de sols et à la topographie locale d'une région donnée. L'épaisseur du pergélisol peut varier de quelques centimètres à plusieurs centaines de mètres en fonction des paramètres qui l'influencent. De façon générale, le pergélisol sera catégorisé selon sa proportion comme étant continu (90-100 %), discontinu (50-90 %), sporadique (10-50 %) ou isolé (0-10 %) (French, 2007). Les zones de pergélisol continu, comme celle à l'étude dans cette recherche correspond aux régions où le pergélisol peut être observé partout sous la surface du sol à l'intérieur d'une région géographique à l'exception de quelques sites grandement dispersés (Van Everdingen, 1998). Le pergélisol discontinu est présent entre les zones de pergélisol continu et la limite latitudinale du pergélisol, mais il n'existe pas de démarcation claire entre les deux zones (Harris, 1988). Il se définit comme étant présent dans la majorité d'une région géographique, mais séparé par de grandes portions où le pergélisol est absent à l'intérieur de cette même région (Van Everdingen, 1998). Près de sa limite méridionale, le pergélisol discontinu se présentera davantage sous forme d'îlots isolés de pergélisol, entourés de sols non constitués de pergélisol. Ces îlots sont souvent classés comme étant du pergélisol dit sporadique lorsqu'il représente 10 à 35 % du sous-sol de la surface d'une région précise. Le pergélisol isolé fait plutôt référence à une petite proportion du pergélisol (moins que 10 %) située dans une zone généralement dépourvue de pergélisol (Van Everdingen, 1998).

En somme, près de 25 % de la masse terrestre reposent sur des sols cryotiques (French, 2007), la majorité du pergélisol de l'hémisphère nord se retrouve à de hautes latitudes et à de hautes élévations tandis que la majorité du pergélisol de l'hémisphère sud se retrouve dans les régions non couvertes de glace de l'Antarctique (Brown et al., 1997). En ce qui concerne cette recherche, le pergélisol de la région d'étude se trouve à la limite entre le pergélisol continu et discontinu. Certains des sites d'échantillonnages se trouvent en zone continue et l'autre moitié en zone discontinue (Figure 3).

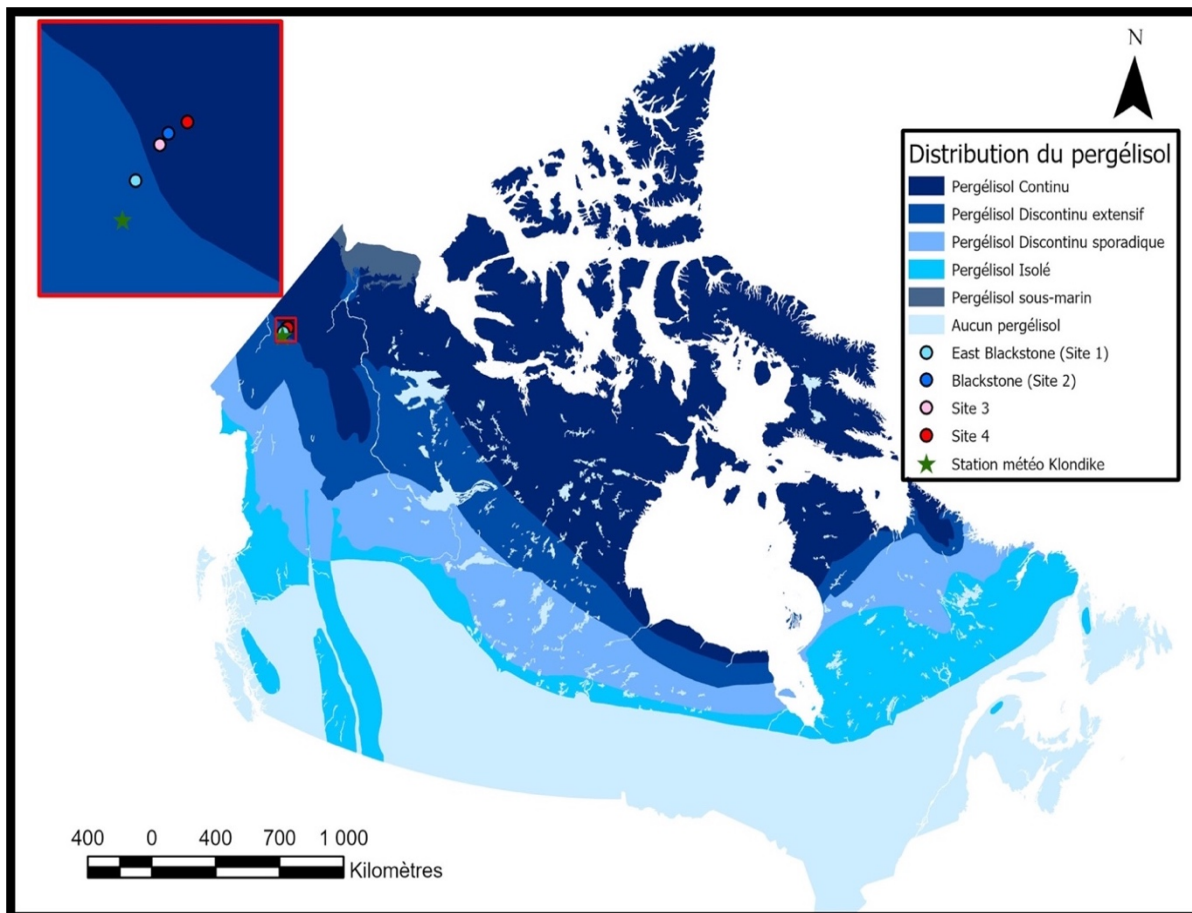


Figure 3. Localisation des sites d'études en fonction de la distribution du pergélisol au Canada selon les données de Ressources Naturelles Canada (2002), Disponible: Scholars GeoPortal [https://geo2.scholarsportal.info/#r/details/_uri@=1250329824]

3.1.2 Coin de glace et sols polygonaux

Les coins de glace représentent l'une des formes les plus courantes de glace de sol, constituant un des aspects fondamentaux du pergélisol (Mackay, 1993). Représenté en surface par des sols polygonaux, un coin de glace se décrit comme un amas de glace, généralement en forme de coin pointant vers le bas (Harris, 1988). La densité et la taille des coins de glace sont principalement influencées par le climat, la végétation et l'accumulation de neige (Mackay, 1993; Fortier et Allard, 2005). La largeur des coins de glace en surface peut varier de quelques centimètres à plusieurs mètres, et leur longueur peut atteindre plusieurs dizaines de mètres. La profondeur à laquelle se trouvent les coins de glace peut également varier considérablement, parfois à quelques centimètres de la surface et parfois à plus d'une vingtaine de mètres de profondeur (Harris, 1988).

Leur formation relève du remplissage des fentes de contractions thermiques par de l'eau et de la glace. Ces fissures se remplissent de givre et de neige durant l'hiver et surtout de l'eau de fonte durant le printemps. Cette eau sera ensuite gelée de nouveau durant l'hiver pour donner naissance à une masse de glace souterraine de forme conique (French, 2007). La répétition annuelle de ce cycle de remplissage et de gèle contribuera à élargir et à approfondir le coin de glace (Harris, 1988). Mackay (1974) suggère que la croissance des coins de glace est beaucoup plus lente que la croissance des fentes de contractions thermique. En effet, même si la taille des fentes peut s'agrandir de plusieurs centimètres annuellement, la taille des coins de glace ne croît pas plus que de quelques millimètres annuellement. Les coins de glace sont dits actifs, si la fissuration hivernale se produit toujours de façon répétée. Ils peuvent aussi être inactifs ou stables s'ils ne

subissent pas de modifications quelconques et ils peuvent demeurer à ce stade de développement pendant plusieurs centaines d'années si les conditions ne changent pas (Harris, 1988). Les coins de glace favorisent les environnements mal drainés et les sédiments non consolidés. Ils sont souvent observés dans les basses terres de la toundra reposant sur du pergélisol continu (French, 2007). La fissuration par contraction thermique du sol résulte souvent en la formation d'un réseau de polygones à la surface, fréquemment appelé polygones à coins de glace ou sols polygonaux (Harris, 1988). Les limites des polygones sont définies par des creux ou des fentes pouvant faire quelques millimètres de large jusqu'à quelques mètres. Sous ces creux se trouvent les coins de glace mentionnés précédemment (Mackay, 1974). Ces polygones peuvent avoir différentes tailles et leurs centres peuvent être convexes ou concaves. La morphométrie des polygones peut elle aussi grandement varier d'un site à l'autre. Celle-ci est influencée par la dynamique de fracture qui est elle-même grandement influencée par la température de l'air et du sol, mais aussi par la couverture neigeuse et la végétation (Plug & Werner, 2001; 2002).

La fréquence et l'intensité des fracturations thermiques du sol à l'origine des coins de glace et des sols polygonaux peuvent elles aussi varier significativement. Cette variation est due à la grande variabilité des dynamismes de fracturations qui sont spécifiques aux sites et non pas universelles (French, 2007). Cependant, il est possible d'établir que les coins de glace ont tendance à se développer quand la température de la surface du sol est inférieure à -10 °C et quand la force de résistance du sol est dépassée

durant un refroidissement rapide du sol, causant une contraction thermique de celui-ci (Mackay, 1993; Fortier & Allard, 2005; Cambell-Heaton & al., 2021).

Les coins de glace peuvent être classés en trois groupes selon leurs processus de formation et leurs formes générales. D'abord, les coins de glace épigénétiques se forment dans le pergélisol préexistant et se développent plutôt horizontalement que verticalement (Mackay, 1990). Il s'agit du type de coins de glace le plus répandu en Amérique du Nord et dans l'Arctique canadien (Lewkowicz, 1994). Les coins de glace syngénétiques se développent plutôt de façon verticale et horizontale simultanément. Ces coins de glace se forment lorsque du nouveau matériel se dépose sur le pergélisol déjà en place, ce qui permet une croissance du plafond du pergélisol vers la surface. Si des contractions thermiques du sol se produisent au même rythme que cette déposition de sédiments, des coins de glace se développeront de façon verticale, la couche de glace la plus jeune se retrouvant ainsi la plus proche de la surface (Mackay, 1990). Les coins de glace syngénétiques sont communs en Sibérie, mais moins au Canada (Lewkowicz, 1994). Le dernier type de coins de glace, les coins de glace anti-syngénétiques, se forment principalement sur des pentes où le niveau du sol est abaissé par un retrait progressif de matériel. Il se développe inversement aux coins de glace syngénétiques, étant donné que le retrait progressif de matériel permet sa croissance vers le bas et non vers le haut (Mackay, 1990). Ces trois types de coins de glace et leurs processus de développement sont illustrés sur la figure 4.

Au cours de leur évolution, les coins de glace traversent différents stades de développement. Ces différents stades de développement seront identifiables en fonction

des caractéristiques visibles des sols polygonaux en surfaces, comme la végétation, la morphométrie et l'humidité de ceux-ci. Les coins de glace peuvent être non dérangés, stables ou en dégradation. Les coins de glace non perturbés sont majoritairement actifs (en croissance) et sont caractérisés par des polygones aux centres concaves ou aux centres plats (Liljedahl et al., 2016). Les coins de glace stables correspondent aux coins de glace qui ne sont présentement pas en croissance ni en dégradation. Ceux-ci peuvent présenter différents niveaux de stabilisation selon leur développement. Les polygones ayant des centres convexes ou concaves et des creux étroits sont généralement en développement. Les polygones caractérisés par des centres convexes et des creux larges et humides correspondraient à des coins de glace en dégradation. Encore une fois, différents stades de dégradation existent, le dernier étant la dégradation complète des coins de glace pouvant causer la formation de taliks et de lacs thermokarstiques (Frappier et Lacelle, 2021; Kanevski et al., 2017; Kokelj et Jorgenson, 2013).

Ces différents stades de développement auront des effets significatifs sur plusieurs variables environnementales incluant l'hydrologie, la topographie, la végétation et le carbone (Gamon et al., 2012; Jorgenson et al., 2015; Koch et al., 2018; Kokelj et al., 2009; Liljedahl et al., 2016; Schuur et al., 2015; Walvoord and Striegl, 2007). Les impacts sur l'hydrologie et le cycle du carbone associés aux différents stades de développement, plus précisément à la dégradation des coins de glace seront discutés dans la section 3.2.

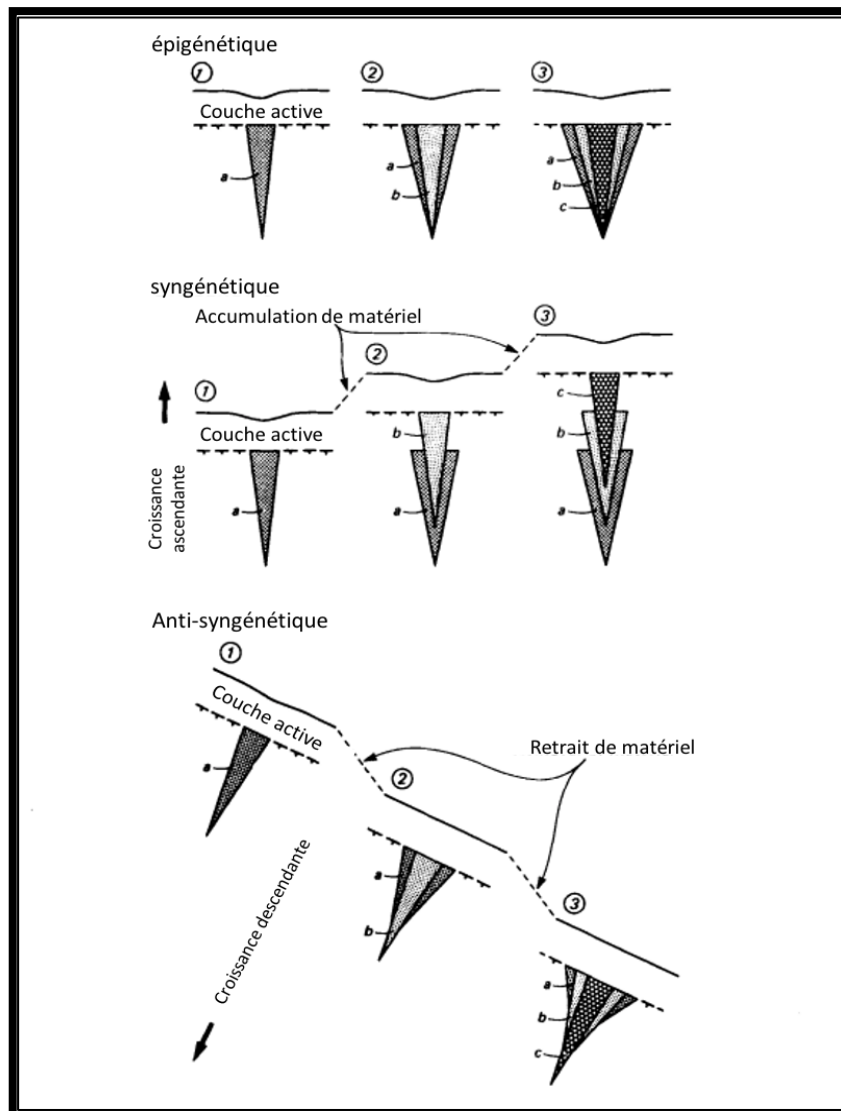


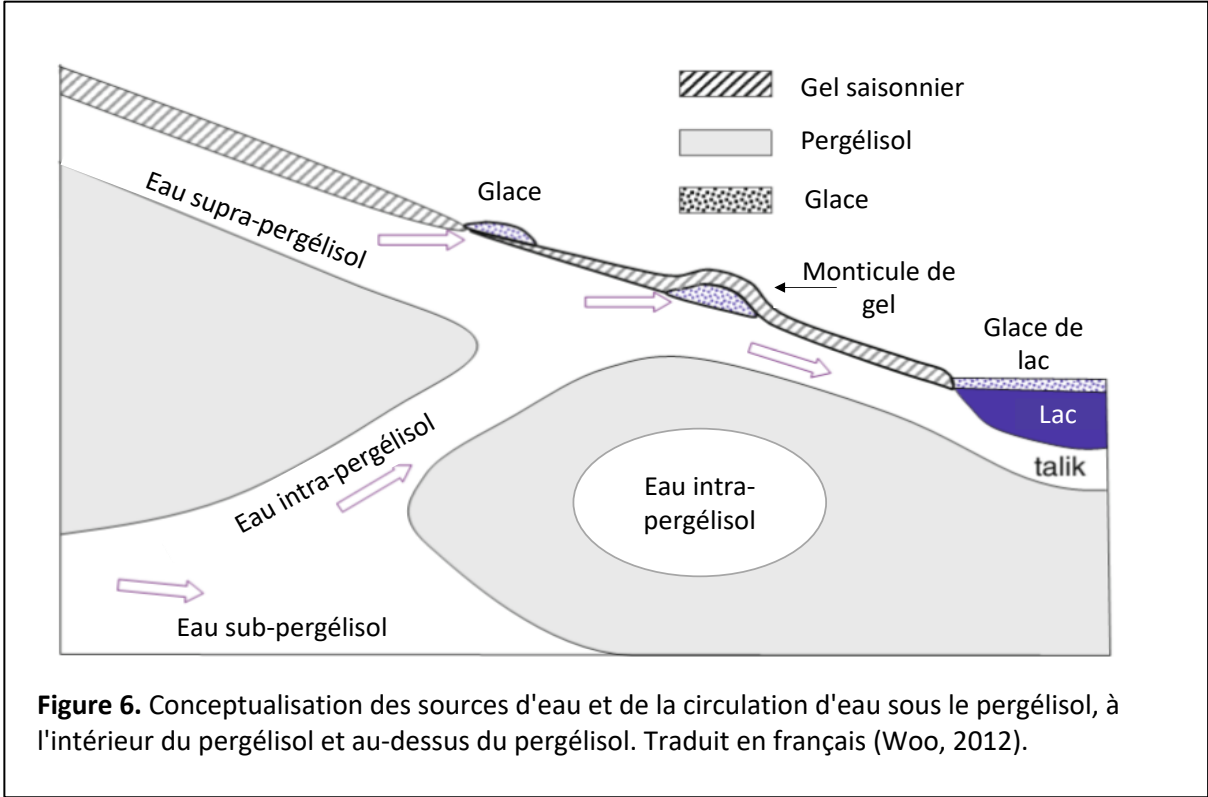
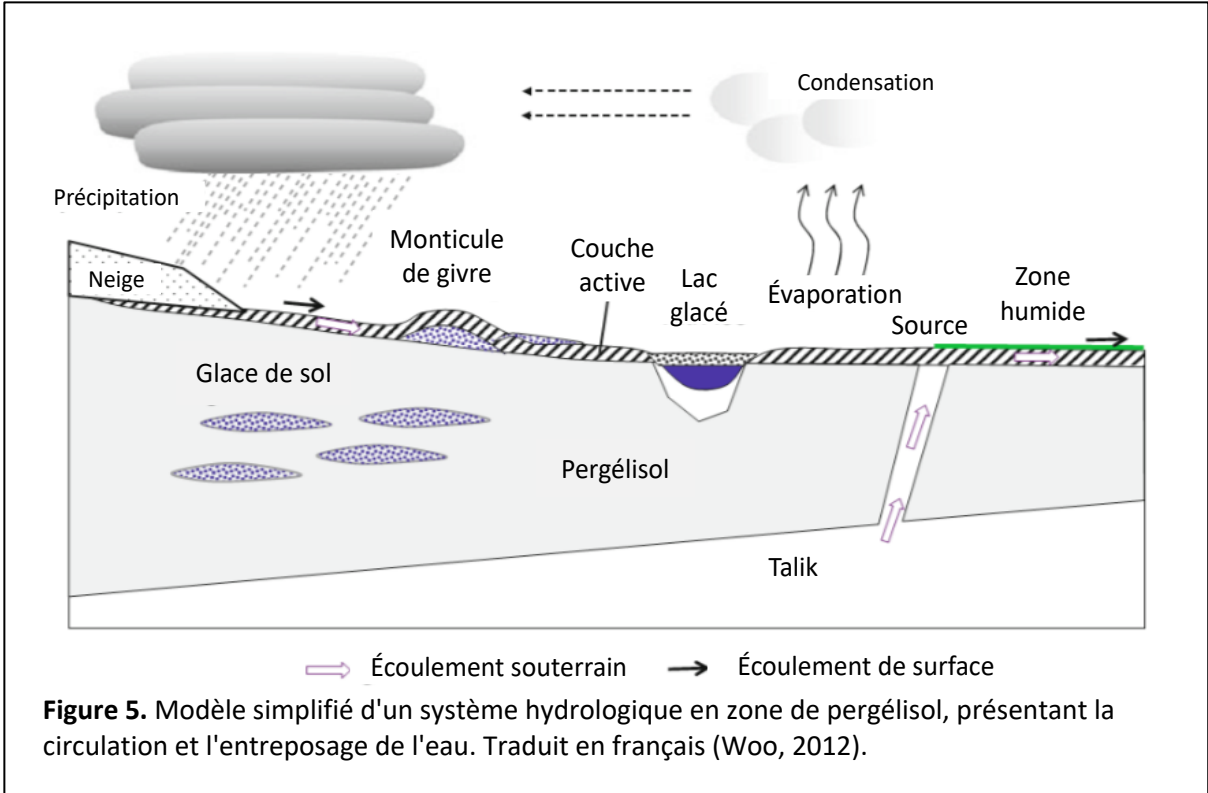
Figure 4. Illustration simplifiée des trois types de coins de glace. Les coins de glace épigénétique, syngénétique et anti-syngénétique. Traduit en français de Mackay (1990).

3.1.3 Hydrologie périglaciaire

Le pergélisol exerce une influence considérable sur l'hydrologie, que ce soit en contrôlant les apports d'eau, la direction des écoulements ou la distribution de l'eau. En effet, il est souvent considéré comme une barrière imperméable, limitant la pénétration des précipitations dans le sol et favorisant l'écoulement en surface ou dans la couche active (French, 2007; Jin et al., 2022; Walvoord & Kurylyk, 2016). Cependant, l'hydrologie

périglaciaire est un sujet complexe, comportant de nombreuses variables à prendre en considération. D'abord, bien que le pergélisol agisse généralement comme un aquitard, son impact dépend fortement de la proportion qu'il occupe dans le sol. Dans les zones de pergélisol continu, le drainage souterrain est plutôt limité, et les aquifères sont isolés de la surface par le pergélisol jouant le rôle de barrière. Dans les zones de pergélisol discontinu, cette barrière est moins hermétique, permettant un échange plus fréquent entre les eaux de surface et les eaux souterraines, notamment par l'entremise de taliks (Woo, 2012).

Dans les bassins versants présentant une couverture significative de pergélisol, l'eau issue des précipitations et de la fonte des neiges s'écoule principalement en surface et dans la couche active avant de se déverser dans les rivières, les lacs et les zones humides (Figure 5). Dans ce type d'environnement, les taliks jouent un rôle crucial en tant que conduits principaux facilitant les échanges d'eau entre la surface du pergélisol et les couches souterraines situées sous celui-ci (Woo, 2012). Ces taliks ouverts sont essentiels pour permettre la circulation de l'eau entre les eaux de surface et souterraine au sein du pergélisol. Par ailleurs, la majorité de l'eau souterraine se trouve généralement dans les zones non gelées qui entourent le pergélisol. Selon Woo (2012), l'eau peut se déplacer sous, à l'intérieur ou au-dessus du pergélisol (Figure 6). Il est important de noter que l'eau n'est pas nécessairement présente dans chacune de ces couches, et l'échange entre elles n'est pas toujours possible, ce qui dépend des spécificités de chaque site (Walvoord & Kurylyk, 2016).



3.2 Conséquences de la fonte du pergélisol due aux changements climatiques

Selon le GIEC (2013), de 1901 à 2012, la température moyenne annuelle du Yukon aurait augmenté d'environ 1,5 °C à 2,5 °C. Cette tendance selon laquelle la température moyenne hivernale de l'Arctique canadien augmentait entre 2 et 4 °C et la température estivale moyenne augmentaient entre 1 et 2 °C pour la même période fut aussi observé par AMAP (2017). Le GIEC (2021) a aussi présenté différents modèles d'évolution du climat pour la région d'étude. Selon la base de données de Cordex Arctic et le scénario conservateur de RCP4.5, il est possible d'estimer un réchauffement de la température moyenne de 2 degrés Celsius, une diminution des journées de gels de plus de 11 jours et une augmentation du total de précipitation de 9,90 %, et ce, d'ici 2040 (Iturbide et al., 2021 ; Gutiérrez et al., 2021).

Ce réchauffement, causant déjà une dégradation alarmante du pergélisol dans de nombreuses régions du monde, pose des risques significatifs pour l'équilibre des écosystèmes affectés, notamment en affectant l'hydrologie et le cycle du carbone (Anisimov et Reneva, 2006; Biskaborn & al., 2019; Jin & al., 2021).

3.2.1 Conséquences sur l'hydrologie

Une dégradation importante du pergélisol est déjà observable dans beaucoup de milieux et l'une des caractéristiques illustrant ce phénomène est l'augmentation de l'épaisseur de la couche active (Åkerman & Johansson, 2008; Osterkamp, 2005). En plus d'avoir des conséquences sur la morphologie du paysage, la dégradation rapide du pergélisol entravera des changements importants dans le cycle hydrologique des environnements affectés. En effet, ceci pourrait grandement influencer le stockage des

eaux de surface, le routage et le ruissellement de l'eau, plus particulièrement dans les environnements où le pergélisol avait toujours agi comme une couche imperméable (Walvoord & Kurylyk, 2016; Jin & al., 2022).

En ajoutant à cela, la dégradation du pergélisol pourrait avoir comme effet d'augmenter le débit de base qui pourrait directement influencer la distribution de l'eau à la surface durant l'été et de la glace durant l'hiver (Woo, 2012). Des changements dans la distribution de l'eau à la surface ont été observés dans le parc territorial de Tombstone et ses environs. En effet, de 1986 à 2021, sur les 1145 lacs identifiés dans la région, 6,9 % ont démontré des changements dans leurs dimensions et 3,7 % nouveaux plans d'eau se sont formés (Frappier et al., 2023). La dégradation de certaines formes périglaciaires spécifiques, comme les coins de glace, influence aussi l'hydrologie. Cela a été observé sur l'île de Banks, où Fraser et al. (2018) ont conclu que la fonte des coins de glace, causée par le climat, augmenterait l'accumulation d'eau et pourrait potentiellement entraîner la formation de lacs thermokarstiques. L'étude de Fortier et al. (2007) sur l'île de Bylot dans l'arctique canadien est un autre exemple qui présente comment la dégradation du pergélisol, ou des coins de glace peut affecter l'hydrologie. Dans ce cas, un système de drainage souterrain s'est développé très rapidement suite à la formation de crevasses dans les coins de glace. L'érosion et le ruissellement ont transformé les crevasses en tunnels souterrains, creusés directement dans le réseau de coins de glace et dans le pergélisol riche en glace environnant. L'élargissement des tunnels a été suivi d'un affaissement et de l'effondrement de leurs toits, ainsi que du développement de ravines ouvertes, modifiant donc l'hydrologie locale du site. Ces perturbations de la distribution

et des flux d'eau causent des modifications dans la composition et la structure de la végétation, sur la connectivité hydrologique du milieu, sur le débit et sur la température des cours d'eau (Connon & al., 2014 ; Jorgenson & al., 2001; Lyon & al., 2010).

Ces différents changements auront aussi un impact significatif sur la composition géochimique de l'eau incluant les exportations de carbone organique dissous (COD) et de carbone inorganique dissous (CID) (Walvoord & Striegl, 2007). Plusieurs études récentes ont démontré que la dégradation du pergélisol influence aussi la qualité de l'eau, notamment en augmentant la turbidité, la composante de polluant organique et l'apport de nutriments comme le nitrate et le nitrite qui peuvent causer l'eutrophisation des plans d'eau (Kokelj & al., 2009; Cochand & al., 2019; Elberling & al., 2013; Reyes & al., 2015; Balcarczyk, 2009). Ces différents changements peuvent affecter négativement les humains, la faune et la flore des régions touchées. Une dégradation des coins de glace a déjà été observée dans le PTT. Cette dégradation est observable par l'humidification et l'agrandissement des creux le long des sols polygonaux. Cette érosion à la surface des coins de glace peut aussi causer une dégradation des glaces enterrées qui en conséquence peut causer le tassement du sol ou le développement d'autres types de formes thermokarstiques (Frappier et Lacelle, 2021).

3.2.2 Conséquences sur le cycle du carbone

La majorité du carbone que l'on retrouve sur terre est situé dans le sol, sous forme de carbone organique provenant de la matière organique et sous forme de carbone inorganique retrouvé principalement dans les carbonates des roches sédimentaires comme la calcite (CaCO_3) (Bloom, 2012). Une quantité très importante de carbone est en

réserve dans le pergélisol. En effet, l'accumulation des restes organiques de plantes et d'animaux depuis plusieurs milliers d'années fait en sorte qu'aujourd'hui, les régions périglaciaires contiennent jusqu'à deux fois plus de carbone que l'atmosphère (Schuur & al., 2015). Cette accumulation est principalement due au fait que dans les zones où le pergélisol est présent, la décomposition de carbone organique et le relâchement de CID et de COD sont limités en raison des conditions très froides du sol et de l'air (Lapp & Clark, 2015). Selon Holmes & al., (2013), le carbone organique stocké dans le pergélisol représenterait approximativement la moitié du carbone retrouvé dans le sol sur la planète. Cependant, comme mentionnés précédemment, les changements climatiques observés depuis plusieurs années entraînent la dégradation du pergélisol, ce qui pourrait relâcher des quantités importantes de carbone, de dioxyde de carbone et de méthane dans l'atmosphère. Une émission importante de ces gaz à effet de serre risque de provoquer une rétroaction positive, entraînant un réchauffement encore plus prononcé que celui déjà observé et, par conséquent, une dégradation accrue du pergélisol (Ping et al., 2015). Dans les Monts Ogilvie, le sol entourant les coins de glace contient une forte proportion de matière organique. La dégradation des coins de glace et du pergélisol à proximité pourrait donc influencer de manière significative le cycle du carbone. Bien que la quantité en carbone organique de ces formes périglaciaires puisse varier d'un site à l'autre, elles demeurent des variables pouvant influencer ce cycle (Frappier & Lacelle, 2021).

La rivière Mackenzie dans laquelle se déverse la rivière Peel représente une des sources principales de carbone se déversant dans l'océan Arctique (Hilton & al., 2015).

Tank & al., (2016) ont observé une augmentation des exportations de COD de la rivière Mackenzie durant les quarante dernières années. Étant donné que les environnements aquatiques sont grandement influencés par les caractéristiques physiques et chimiques de leurs environnements, il est possible d'établir qu'un changement dans la quantité de matière organique disponible pour la minéralisation et le transport aura un effet significatif sur la production de carbone et de CO₂ des rivières de l'Arctique (Tank & al., 2016). Le cycle du carbone est déjà et sera certainement affecté davantage par la dégradation du pergélisol, principalement par la minéralisation du COD en CO₂ qui causera directement un relâchement de CO₂ dans l'atmosphère (Cole & al., 2007). En somme, la dégradation du pergélisol aura des conséquences sur le système hydrologique et sur les écosystèmes touchés, ce qui affecte directement le cycle du carbone. Les conséquences exactes sont difficiles à estimer en raison de l'hétérogénéité des environnements touchés, mais un changement dans la composition des exportations riveraines de CID et COD est certainement attendu et déjà observé (Walvoord et Striegl, 2007). Sachant cela, il sera intéressant d'observer et de mesurer les niveaux de carbone organique et inorganique dissous des sites étudiés dans cette recherche, ainsi que leurs impacts respectifs sur le cycle du carbone. En somme, les études existantes montrent que le pergélisol joue un rôle crucial dans le cycle du carbone et le cycle hydrologique. Cependant, les impacts exacts de la dégradation des coins de glace sont encore mal connus, notamment dans la région d'étude. Cette recherche vise donc à approfondir notre compréhension des effets de la fonte des coins de glace dans les Monts Ogilvie.

Méthodologie

4.1 Sélection des sites d'étude

Les sites d'étude ont été sélectionnés à l'aide des travaux de Frappier et Lacelle (2021; 2023) dans lesquels des indices de télédétection (verdure, humidité, luminosité) ont été utilisés pour identifier les sols polygonaux stables et en dégradation dans le PTT. En se basant sur l'accessibilité des sites, une zone avec des coins de glace stable (site 3) et une zone avec des coins de glace en dégradation (site 4) furent sélectionnées pour l'étude (Figure 7). En plus de ces deux sites d'étude, la rivière East Blackstone (site 1) et la rivière Blackstone (site 2) ont été échantillonnées, car elles constituent les cours d'eau principaux de la région.

Le site 3 est un petit ruisseau, environ 1,5 m de largeur et 25 cm de profondeur, qui s'écoule directement dans la rivière East Blackstone. Il est situé au kilomètre 108 de l'autoroute du Dempster. Un regroupement de sols polygonaux, sans signe apparent de dégradation, se trouve à quelques centaines de mètres en amont du point d'échantillonnage, dans le bassin versant du ruisseau. Selon les images satellitaires d'août 2007 et de 2020, aucun changement notable n'a été observé dans l'apparence des sols polygonaux du site 3. Ce site est donc considéré comme un site de contrôle composé de coins de glace stables.

Le site 4, situé au nord des limites du parc territorial de Tombstone, au kilomètre 125 de l'autoroute du Dempster, se trouve dans une zone où une dégradation significative des coins de glace est visible. Ce site comprend un petit étang thermokarstique dans lequel se déverse l'eau de la fonte des coins de glace. Ce plan d'eau asymétrique mesure

environ 100 m sur 60 m, avec une profondeur variant de 0,5 m à 2 m. À ce site, de nombreux signes de dégradation du pergélisol sont observables, incluant une accumulation d'eau dans les creux des polygones, une augmentation de l'indice d'humidité du sol, l'érosion des polygones adjacents à l'étang et le drainage de petits étangs voisins. Quatre points furent établis pour l'échantillonnage et l'instrumentation dans cette zone. Le site 4A, correspond à l'étang, le site 4B correspond à la sortie d'une source d'écoulement en conduit (« Pipe Flow ») se déversant dans l'étang, le site 4C est situé dans un chenal d'écoulement affluent dans l'étang et le site 4D est situé dans le creux d'un polygone adjacent à l'étang.

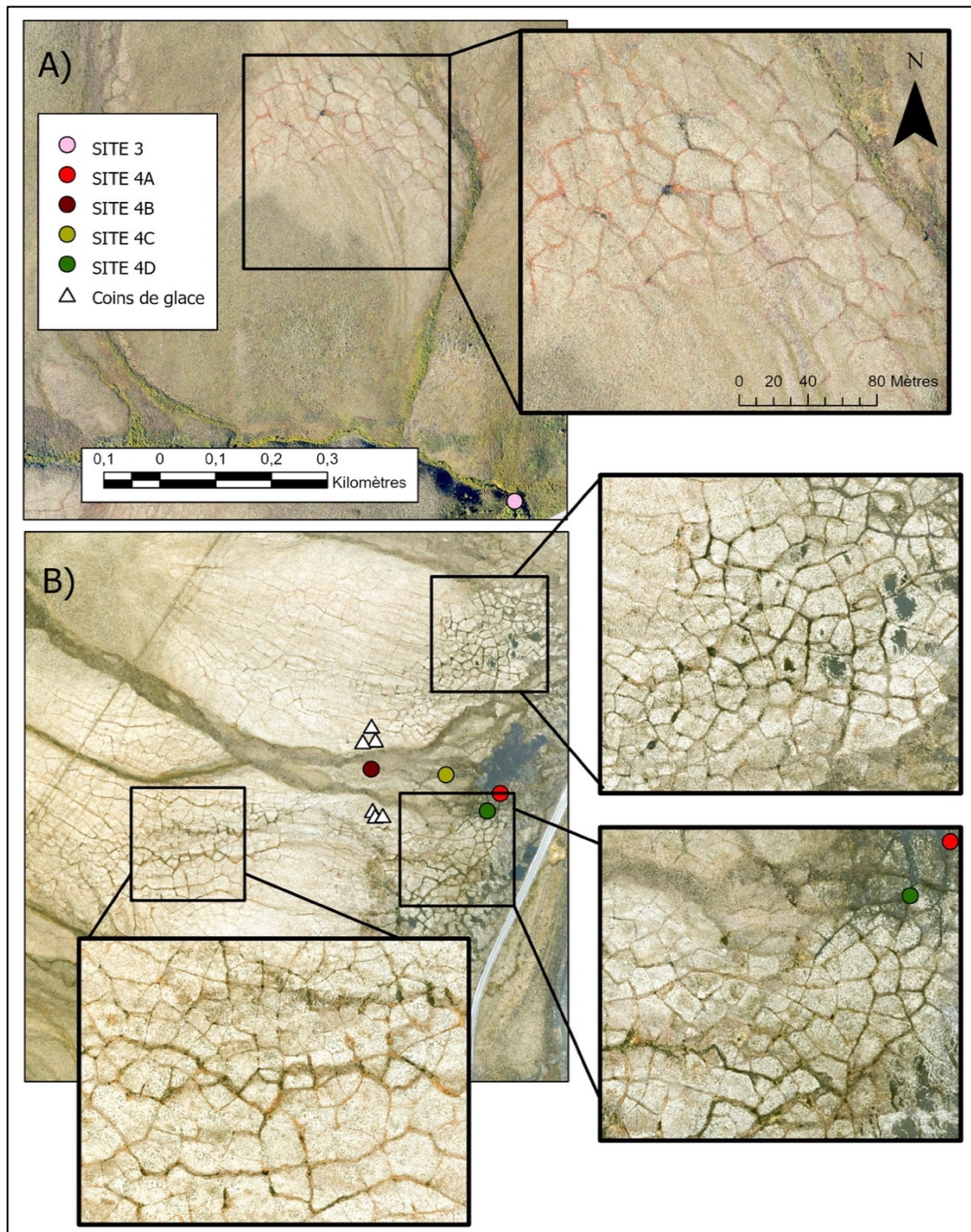


Figure 7. Sols polygonaux des deux zones d'intérêt. (A) Image satellitaire haute résolution présentant les sols polygonaux de la zone stable (site 3). (B) Image satellitaire haute résolution montrant les sols polygonaux de la zone en dégradation. Source: ESRI, World Imagery (2020).

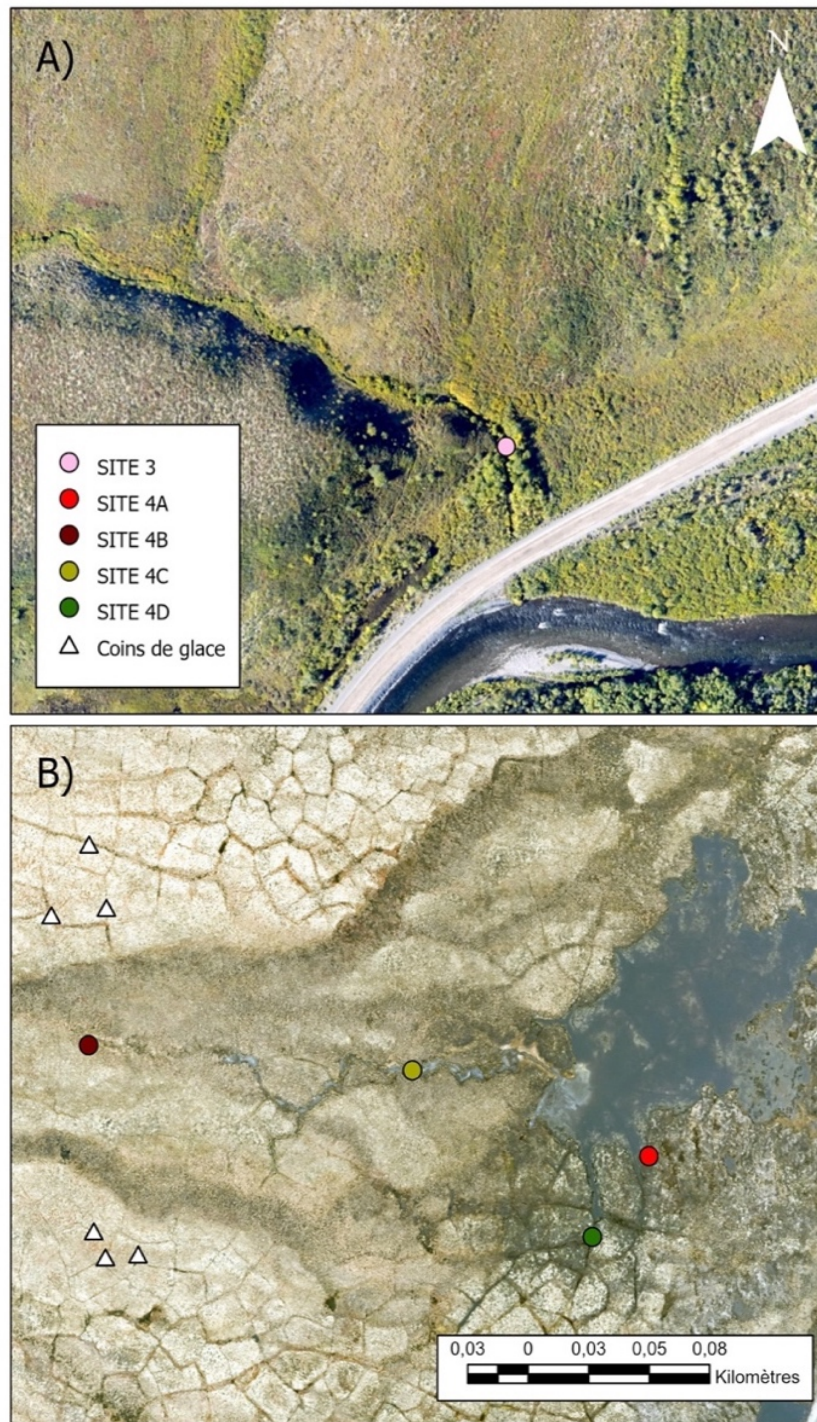


Figure 8. Sites d'étude en fonction du drainage de surface déterminé par l'outil « flow accumulation » dans ArcGIS pro. A) Image satellitaire haute résolution correspondant à la zone du site stable, incluant l'emplacement du site 3. (B) Image satellitaire haute résolution correspondant à la zone en dégradation et de l'emplacement des sites d'échantillonnages. Source: ESRI, World Imagery (2020).

4.2 Morphologie des sols polygonaux, estimation du volume des coins de glace et évolution spatio-temporelle du site en dégradation

L'évolution spatio-temporelle du site en dégradation ainsi que la morphologie des sols polygonaux de chacun des sites ont été analysées à l'aide d'images satellites haute résolution provenant de WorldView-2 (2009), de Planet (2019), d'Esri World Imagery (2020) et de photos aériennes issues de la photothèque nationale de l'air (1977, 1989 et 2003). Afin de caractériser certains indices morphologiques et le volume des coins de glace de chacun des sites d'étude, un traçage manuel des sols polygonaux a été effectué dans ArcGIS pro suivant l'approche d'Ulrich et al. (2014). Bien que d'autres techniques de traçage existent comme la segmentation de bassin versant et le traçage de polygones de Thiessen, la méthode de traçage manuel demeure la plus adéquate pour une petite région d'étude (Bernard-Grand'Maison et Pollard, 2018). Le traçage consiste en la numérisation d'un ensemble de lignes dans le centre des creux des polygones distinguables sur les images satellites hautes résolutions. Seuls les creux entourant des polygones individuellement reconnaissables ont été considérés pour le traçage. À chacun des sites, le traçage des sols polygonaux a permis de mesurer des paramètres morphologiques, tels que le diamètre, la longueur des creux et la superficie des polygones.

Une fois le réseau de polygone cartographié aux sites 3 et 4, le volume des coins de glace a pu être calculé grâce à la création d'un modèle en trois dimensions sous la surface. Selon certains modèles, les coins de glace datant de l'holocène dans l'Arctique atteindraient une profondeur de 3 m (Campbell-Heaton et al., 2021). Des recherches antérieures dans la région confirment cette profondeur moyenne et estiment les coins de glace à une largeur variant entre 1 et 3 m (Calmels et al., 2018 ; Grinter et al., 2019). En

se basant sur ces différentes proportions, 3 modèles ont été créés pour estimer le volume des coins de glace dans les sols polygonaux en suivant la méthodologie d'Ulrich et al. (2014); Bernard-Grand'Maison et Pollard (2018); Frappier et Lacelle (2021).

La réalisation du modèle en trois dimensions s'effectue d'abord par le traçage manuel des sols polygonaux à partir d'images satellitaires hautes résolutions. Les lignes tracées sont ensuite converties en un nouveau polygone, lequel est par la suite soustrait d'une zone tampon correspondant à la largeur des coins de glace. La nouvelle couche sortante représente le centre des sols polygonaux seulement, soit les sédiments sans la glace (zone tampon). Ensuite, une élévation de 0 m fut attribuée aux bords des zones tampons et au centre des polygones tracés, tandis que la ligne centrale des creux et des fractures fut associée à une élévation de -3 m. Ces trois mesures permettent la création d'un réseau irrégulier triangulé formant un modèle en trois dimensions (Figure 9). Le volume de glace est ensuite calculé en utilisant la superficie du site, la profondeur des coins de glace et le volume des centres de polygones. Ceci permet d'estimer le volume total du site (glace et sol) ainsi que le volume sans les coins de glace (sans la zone tampon). En calculant la différence entre ces deux valeurs, il est possible d'estimer le volume des coins de glace (Figure 10). Dans ce modèle, les espaces vides entre les polygones représentent l'espace occupé par les coins de glace, tandis que les différentes couleurs indiquent les sédiments à différentes profondeurs. Il est important de spécifier que les modèles idéalisent la forme des coins de glace en tant que triangle isocèle inversé et assume que tous les coins de glace ont des largeurs identiques à leurs sommets (1 m, 2 m ou 3 m).

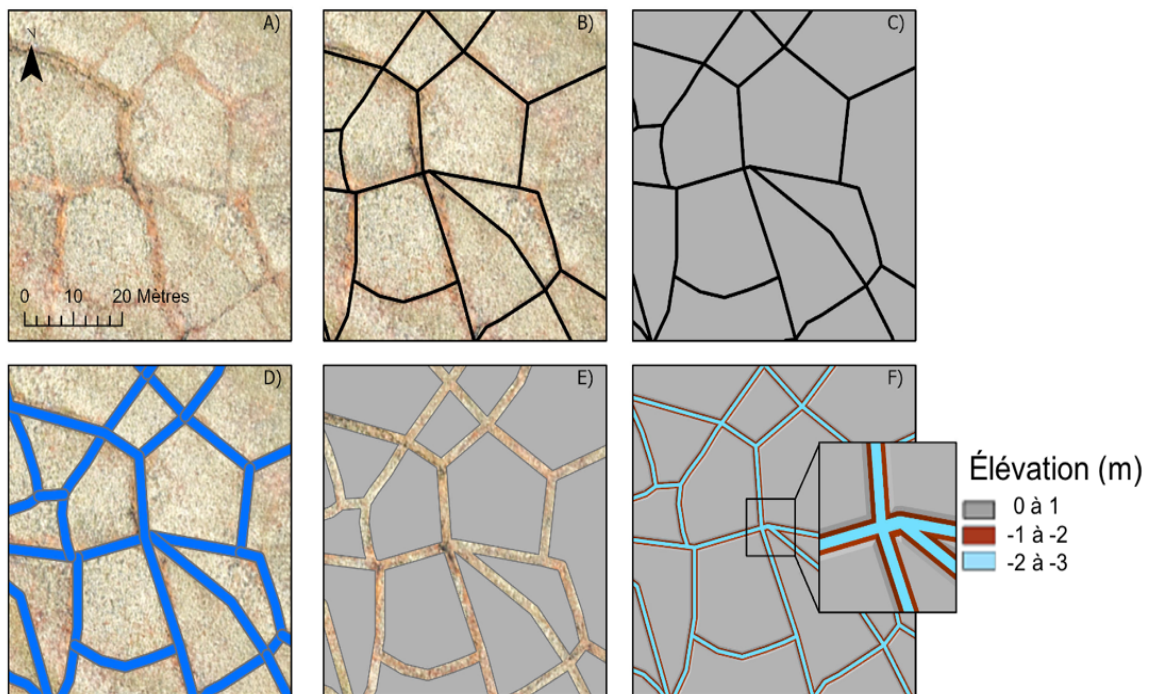


Figure 9. Couches sortantes des différentes étapes de création du TIN. A) Image des sols polygonaux utilisée pour le traçage, B) Traçage du réseau de polygone, C) Création de polygones numérique, D) Zone tampon entourant les lignes tracées, E) Centre des sols polygonaux et F) Création du TIN.

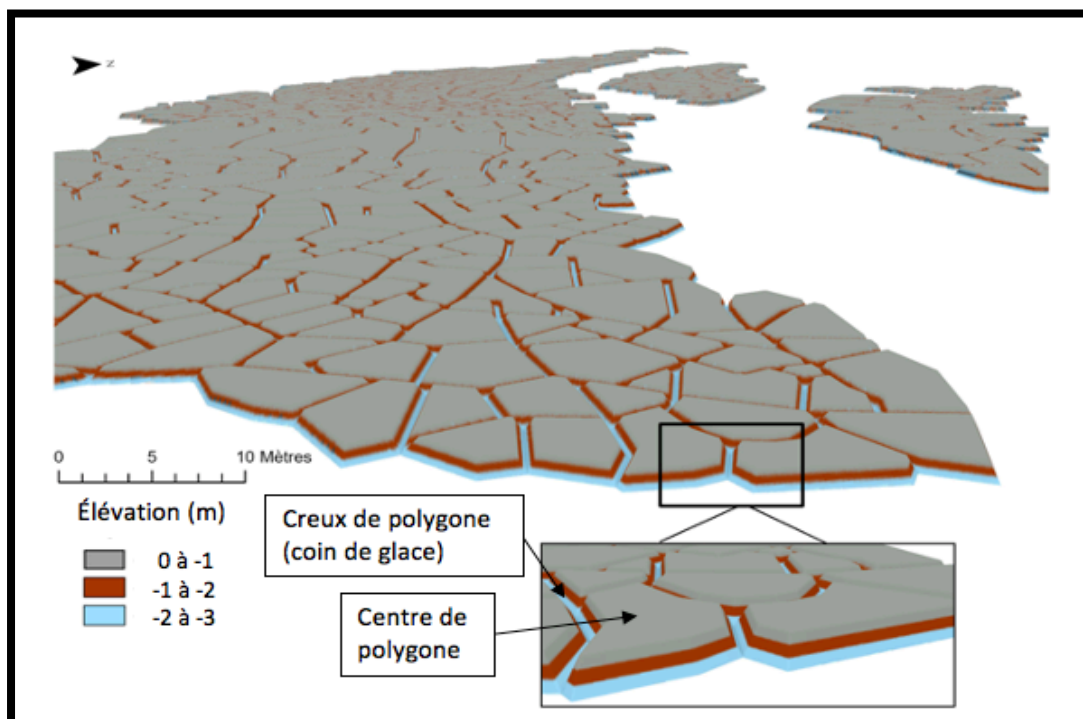


Figure 10. Modèle en trois dimensions illustrant les sols polygonaux et les coins de glace d'une partie du site 4. Les vides correspondent à l'espace occupé par les coins de glace, qui dans ce cas-ci ont une profondeur et une largeur de 3 mètres.

4.3 Analyse de qualité des eaux

Des instruments Solinst Levellogger 5 LTC mesurant le niveau de l'eau, la conductivité et la température furent installées au site 3 et 4 en 2022 et 2023 (Figure 7 et 8). Les instruments furent installés au mois de mai et retirés en octobre. Durant cette période, les appareils étaient programmés pour mesurer les paramètres à des intervalles de 10 minutes. La moyenne journalière a ensuite été calculée à partir de ces mesures. La précision analytique pour la température est de 0,05 ° C pour la température, et de 2 % pour la conductivité entre 50 et 5000 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

L'eau aux sites 3 et 4A fut échantillonnée de façon discontinue entre mai et octobre 2022 et entre mai et octobre 2023, tandis que les sites 4B, 4C et 4D ont seulement été échantillonnés en 2023. Sur le terrain, l'eau est échantillonnée dans des bouteilles stériles Nalgene de 1 L. Cette eau est ensuite filtrée à l'aide de filtres en nitrile 0,45 μm avant d'être aliquoté dans des bouteilles de 20 mL utilisées pour les analyses isotopiques et géochimiques et dans des bouteilles en verre ambrées de 40 mL utilisés pour les mesures de COD et CID. Pour les analyses de ^{14}C du COD, l'eau fut filtrée de la même façon et versée dans des bouteilles en verre ambrées de 1 L stérile, ayant été préalablement chauffées à 550 °C pour éliminer toute trace de matière organique. Les échantillons ont ensuite été conservés à une température de 4 °C avant d'être envoyés au laboratoire pour analyse.

En juin 2023, six coins de glace situés en amont du site 4 ont également été échantillonnés avec un carottier de type CRREL. Des carottes ont été prélevées directement au centre des creux de différents polygones. Les échantillons de glace et de

pergélisol ont ensuite été fondus pour recueillir l'eau de fonte, qui a servi aux différentes analyses en laboratoire mentionnées dans la section suivante.

4.4 Analyses en laboratoire

4.4.1 Anions et Cations

Les échantillons d'eau récoltés sur le terrain ont été analysés en laboratoire à l'Université d'Ottawa pour mesurer différents paramètres incluant la concentration d'anions et de cations, les isotopes stables de l'eau (δD - $\delta^{18}O$), le COD et CID et le carbone 14. Les principaux cations analysés sont : l'aluminium (Al), le baryum (Ba), le calcium (Ca), le Fer (Fe), le potassium (K), le magnésium (Mg), Manganèse (Mn), le sodium (Na), et le strontium (Sr). Les échantillons d'eau pour l'analyse des cations ont été acidifiés dans des tubes avec de l'acide nitrique 1 % jusqu'à pH 2 et analysés par ICP-OES. Les anions de chlore (Cl), nitrate (NO_3) et sulfate (SO_4) furent analysés par chromatographie ionique. Les analyses ont été effectuées par le laboratoire de géochimie au centre de recherche avancé de l'Université d'Ottawa. La précision des analyses est de ± 5 %.

4.4.2 Analyses des isotopes stables

L'abondance des isotopes stables de l'eau fut mesurée à l'aide d'un analyseur d'eau Los Gatos Research (LGR) (TIWA-45-EP). L'appareil utilise la technologie d'absorption au laser « Off-Axis Integrated Cavity Output Spectroscopy » (OA-ICOS) pour mesurer simultanément et directement les rapports $^{18}O/^{16}O$, et $^2H/H$ dans les échantillons d'eau liquide (Berman et al., 2013). Les résultats sont exprimés en notation δ , où δ représente la différence en partie par mille de $^{18}O/^{16}O$ et de $^2H/H$ dans un échantillon par rapport au VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water). La précision d'analyse pour

$\delta^{18}\text{O}$ et δD sont respectivement de $\pm 0,3 \text{ ‰}$ et $\pm 1 \text{ ‰}$. L'analyse a été réalisée dans les laboratoires du département de géographie, géomatique et d'environnement de l'Université d'Ottawa.

4.4.3 Analyse du carbone organique dissous et du carbone inorganique dissous

Les concentrations de COD et CID et leurs $\delta^{13}\text{C}$ furent déterminés avec l'analyseur TIC-TOC Aurora Model 1030. L'analyseur TIC-TOC utilise l'acidification pour extraire le CID et la méthode d'oxydation humide pour extraire les composants COD de l'échantillon (St-Jean, 2003). Chaque échantillon a été analysé au spectromètre de masse de rapport isotopique « Finnigan Mat DeltaPlus XP » (IRMS) pour l'analyse des isotopes $\delta^{13}\text{C}$. La précision analytique est de $\pm 4\%$ des concentrations. Les résultats du rapport isotopique $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ sont exprimés en tant que valeurs $\delta^{13}\text{C}$ par rapport à la norme VPDB (Vienne Pee Dee Belemnite). L'analyse a été effectuée au laboratoire Jan Veizer de l'Université d'Ottawa avec une précision analytique de $\pm 0,4\text{‰}$.

4.4.4 Analyse du carbone 14 (^{14}C)

L'analyse du radiocarbone a été effectuée sur le COD suivant les méthodes décrites par Grinter et al. (2019) et Murseli et al. (2019). Le carbone a été extrait sous forme de CO_2 en utilisant une méthode d'oxydation par voie humide. Le CID a premièrement été oxydé sous vide avec de l'acide orthophosphorique à 85 % à environ 60 °C avant d'être extrait et purifié cryogéniquement sur une ligne sous vide et scellé. Après l'extraction du CID, la fraction restante de COD a été oxydée en utilisant du persulfate de sodium ou du permanganate de potassium, dans certains cas, avec l'addition de nitrate d'argent en tant que catalyseur. Les échantillons ont été chauffés

pour causer l'oxydation. Le CO₂ résultant a été extrait et capturé dans un brise-scélé de la même manière que le CO₂ CID. Les extractions ont été effectuées au laboratoire AMS André Lalonde de l'Université d'Ottawa où les échantillons graphités sont analysés par un spectromètre de masse tandem 3MV (Kieser et al., 2015). Les ratios de ¹⁴C/¹²C sont ensuite exprimés en fraction de carbone moderne (F¹⁴C) et corrigés selon le fractionnement du spectromètre et de la préparation en utilisant les ratios de ¹³C/¹²C de l'AMS (Crann et al., 2017).

Résultats

5.1 Morphologie des sols polygonaux et estimation du volume des coins de glace

La superficie du bassin versant du site 3 (stable) est de 4 592 422 m² et de 1 096 744 m² pour le site 4 (en dégradation). Les sols polygonaux couvrent 2,8 % du bassin du site 3 et 21,7 % du site 4. Les polygones des deux sites présentent à la fois des similarités et des différences morphologiques notables. Le site 3 compte 291 polygones individuels, tandis que le site 4 en compte 602. Les polygones du site 3 ont un périmètre et une superficie plus grands que ceux du site 4. En moyenne, le périmètre des polygones du site stable est supérieur d'environ 9 m, et leur superficie moyenne est supérieure d'environ 50 m² par rapport à ceux du site en dégradation. La superficie moyenne des polygones du site 3 est de 444,4 ± 286,9 m² avec un périmètre moyen de 86,6 ± 28,7 m. Les polygones au site 4 ont une superficie de 396 ± 430,5 m² avec un périmètre moyen de 77,7 ± 38,2 m. La longueur moyenne des côtés des polygones est similaire entre les deux sites, avec

une valeur moyenne d'environ $12 \pm 6,7$ m. Le diamètre moyen des polygones est également comparable, avec une moyenne d'environ 30 ± 10 m pour le site 3 et de 26 ± 14 m (tableau 1).

Le volume de glace des deux zones d'étude a été estimé en supposant que les coins de glace ont une profondeur de 3 m et une largeur de 1, 2 ou 3 m. Ces profondeurs et largeurs sont basées sur des observations effectuées sur le terrain (Calmels et al., 2018; Grinter et al., 2019). La création de trois modèles distincts, basés sur ces différentes largeurs, permet de mieux représenter le volume de glace de chaque site en tenant compte de l'incertitude ainsi que des volumes de glace potentiels minimaux et maximaux pour chacun des sites. Le volume de glace du site 3 varie entre $18\,108\text{ m}^3$, $35\,590\text{ m}^3$ et $52\,456\text{ m}^3$ selon les trois différentes largeurs des coins de glace. De même, le volume des coins de glace du site 4 varie entre $34\,462\text{ m}^3$, $67\,654\text{ m}^3$ et $99\,583\text{ m}^3$. La proportion occupée par les coins de glace dans les sols polygonaux est similaire pour les deux sites, variant de 4,7 % à 13,7 % (tableau 2).

Tableau 1. Indices morphologiques des sols polygonaux des deux sites d'étude. La moyenne et l'écart-type (σ) des valeurs de superficie, de périmètre, de diamètre et de longueurs des creux ont été estimés à partir des réseaux de polygones tracés manuellement à chacun des sites.

Site	Superficie (m ²)		Périmètre (m)		Diamètre (m)		Longueurs creux (m)	
	<u>Moyenne</u>	<u>σ</u>	<u>Moyenne</u>	<u>σ</u>	<u>Moyenne</u>	<u>σ</u>	<u>Moyenne</u>	<u>σ</u>
3	444,4	286,9	86,6	28,7	30,4	10,7	12,5	6,7
4	396,4	430,5	77,7	38,2	26,3	14	12,1	6,8

Tableau 2. Volume des coins de glace estimé de chacun des sites d'étude. Les valeurs ont été calculées à partir de modèles en trois dimensions.

Site	Superficie de la parcelle (m ²)	Volume total de la parcelle (m ³)	Volume coins de glace (m ³)	Proportion des coins de glace (%)	Largeur coins de glace (m)
3	127 315	381 944	52 456	13,7	3
	127 315	381 944	35 590	9,3	2
	127 315	381 944	18 108	4,7	1
4	238 608	715 825	99 583	13,9	3
	238 608	715 825	67 654	9,5	2
	238 608	715 825	34 462	4,8	1

Note : La proportion des coins de glace (%) représente le volume occupé par la glace dans le premier 3 mètres du sol, à l'échelle de la parcelle de polygone.

5.2 Évolution du site en dégradation

La superficie de l'étang au site 4 a considérablement changé au cours des 50 dernières années (Figure 11). Sur la photo aérienne de 1977, l'étang était inexistant, tandis que sur celle de 1989, de premiers signes d'humidification des sols polygonaux sont visibles; cependant, l'étang tel qu'on l'observe aujourd'hui n'était toujours pas apparent. Plus de dix ans plus tard, sur l'image satellite de juillet 2003, l'étang est devenu clairement visible, suggérant qu'il s'est formé entre 1989 et 2003. En 2007, la superficie de l'étang était d'environ 3 500 m², avec un périmètre de 351 m. En 2023, sa superficie avait augmenté à 9 500 m², avec un périmètre de 540 m. Cette croissance représente une augmentation de la superficie d'environ 400 m² par an entre 2007 et 2023. Avec le temps, l'étang s'est progressivement allongé sur l'axe nord-sud, parallèlement à l'autoroute du Dempster (Figure 12). L'observation des photos et images aériennes indique que l'étang se développe sur les sols polygonaux en dégradation, à plus ou moins 50 m de la route. En assumant une profondeur moyenne de l'étang de 1 m, le volume d'eau contenu est de

9 500 m³. Ce volume ne représente qu'une estimation, car les observations de terrain montrent que le fond de l'étang est légèrement irrégulier en raison de la morphologie des sols polygonaux constituant son fond.

D'un point de vue hydrologique, les sources d'eau principales alimentant l'étang sont les précipitations et le ruissellement de surface par des chenaux d'écoulement (« water tracks »). Deux « water tracks » sont visibles sur les images satellitaires (Figure 13). Une analyse hydrologique réalisée avec ArcGIS pro indique que la majeure partie du ruissellement de surface de cette zone converge vers l'étang. L'accumulation d'eau à cet endroit est probablement liée à la présence de la route qui bloque l'écoulement. Bien que des ponceaux d'écoulement soient situés sous la route dans ce secteur, l'écoulement de surface depuis l'étang par ces ponceaux était minime durant l'été 2022 et 2023, car les ponceaux d'écoulement sont situés au-dessus du niveau de l'étang. Des observations faites sur le terrain indiquent que ces conditions se retrouvent aussi à d'autres endroits le long de la route, notamment juste au sud du site 4 et au kilomètre 98 de l'autoroute du Dempster.

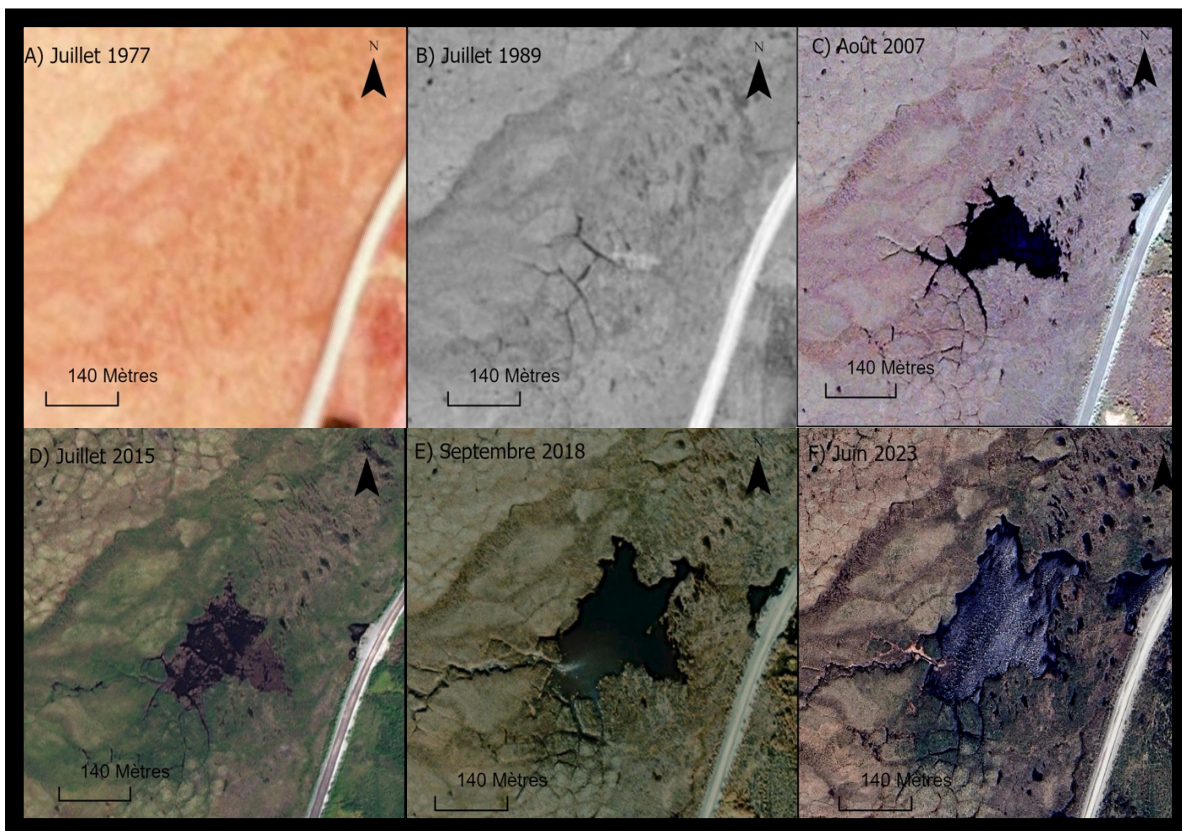


Figure 11. Photos aériennes et images satellitaires haute résolution de l'étang du site en dégradation de 1977 (A), 1989 (B), 2007 (C), 2015(D), 2018 (E) et 2023 (F). Les images et photos présentent l'évolution du site et l'expansion de l'étang au fil des années.

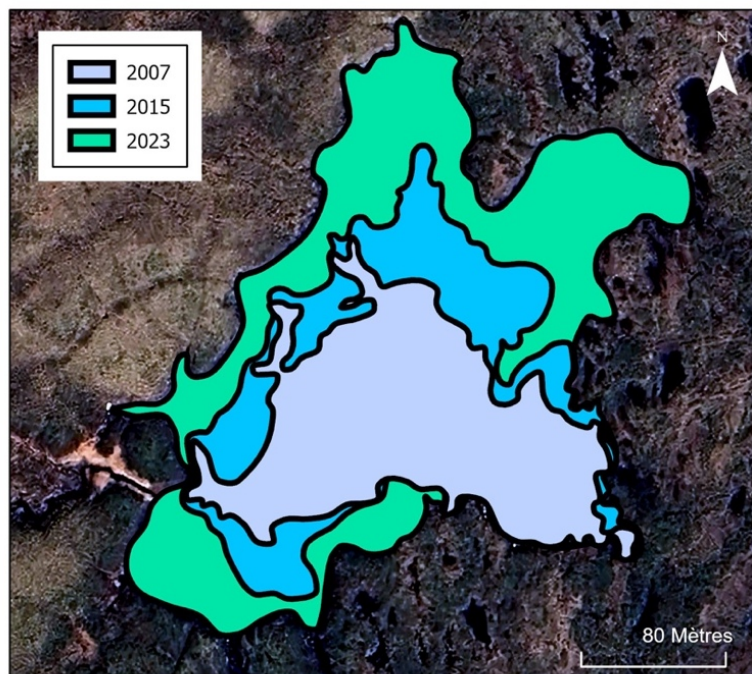


Figure 12. Croissance et morphologie de l'étang du site en dégradation en 2007, 2015 et 2023. Les formes ont été tracées manuellement à partir des différentes images disponibles.

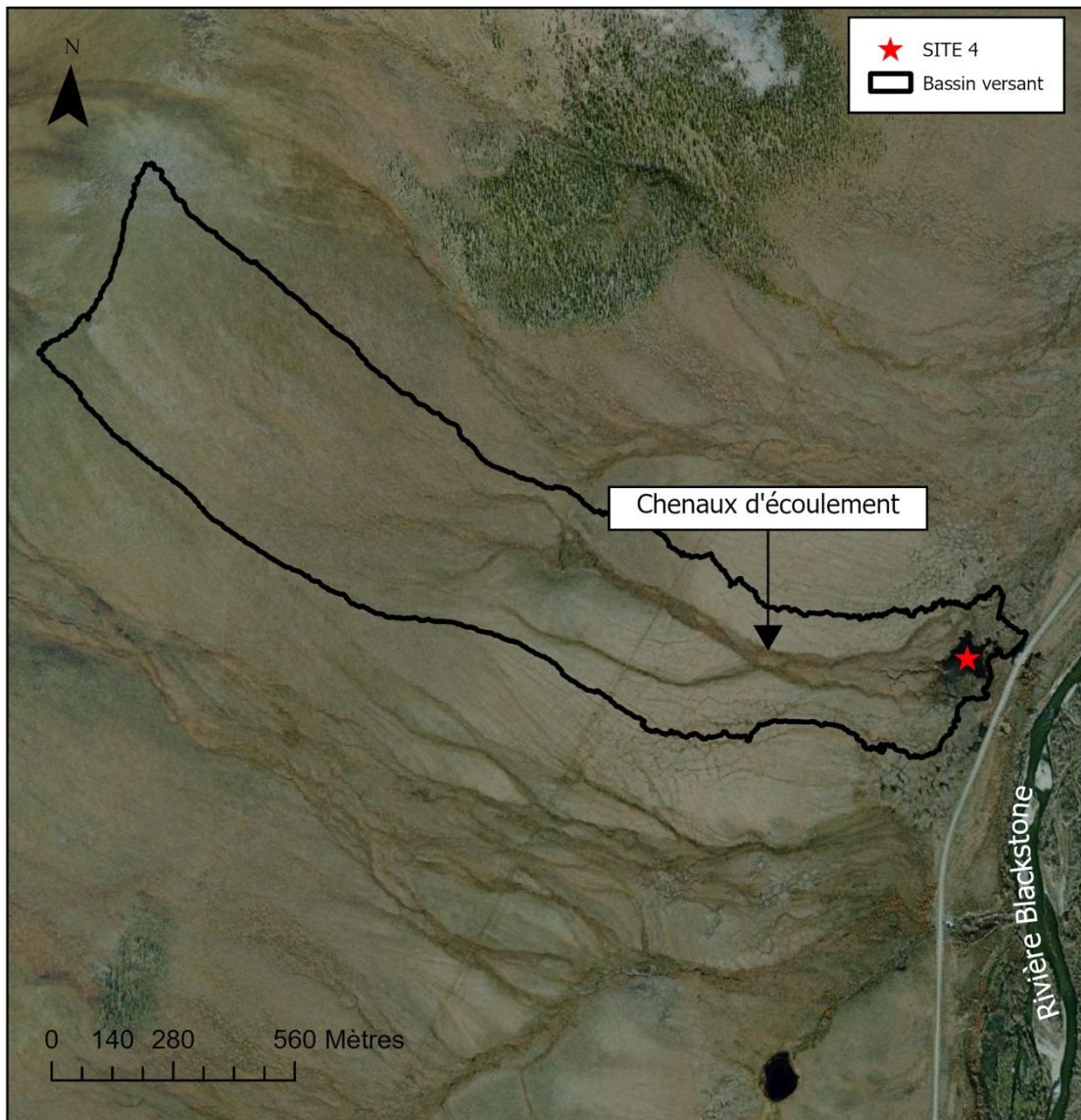


Figure 13. Carte montrant les chenaux d'écoulement (« water tracks ») s'écoulant directement dans l'étang et le bassin versant du site en dégradation. Le bassin versant a été délimité avec ArcGIS pro à partir d'un modèle numérique d'élévation de haute résolution (1 m). Source - Données modèle d'élévation: Gouvernement du Canada, Ressources naturelles Canada (2023) – Image de base : ESRI, World Imagery (2020).

5.3. Paramètres hydrologiques et géochimiques du site en dégradation

Les variations du niveau d'eau et de conductivité au site 4 en 2022 et 2023 sont présentées à la figure 15. Durant l'été 2022, une sonde Solinst a été installée dans l'étang seulement. Cependant, après avoir observé des épisodes de drainage et de remplissage,

deux autres sondes ont été ajoutées à proximité de l'étang en 2023: une dans un chenal d'écoulement affluant dans l'étang, et l'autre dans un creux de polygone à quelques dizaines de mètres au sud de l'étang.

Au total, trois épisodes de drainage et de remplissage de l'étang ont été enregistrés : deux en 2022 et un en 2023. Les drainages sont progressifs et se produisent sur plusieurs semaines, tandis que les remplissages sont rapides et se produisent en quelques jours. Le premier drainage est survenu du 26 juin au 8 juillet 2022 ; l'étang est demeuré sec du 8 au 18 juillet et s'est rempli entre le 19 et le 24 juillet. Le deuxième drainage a eu lieu du 24 juillet au 15 août, suivi d'un remplissage entre le 18 et le 22 août. Durant l'été 2023, un seul événement de drainage et de remplissage a été enregistré. L'étang s'est drainé du 4 au 18 juillet 2023, et est demeuré sec avant de se remplir plusieurs semaines plus tard, du 30 août au 8 septembre. Le débit moyen des drainages de l'étang est estimé à $0,0054 \text{ m}^3$ par seconde, tandis que le débit moyen des remplissages est estimé à $0,0142 \text{ m}^3$ par seconde. Les deux autres sondes installées en 2023 ont également permis de constater que le niveau d'eau dans le creux de polygone diminue pendant la période de drainage de l'étang, tandis que le niveau d'eau dans le chenal d'écoulement demeure stable tout au long de l'été. Donc, l'étang continue d'être alimenté en eau, même durant les drainages et les périodes sèches. Les fluctuations du niveau d'eau au site sont aussi visibles sur les images satellites. En août 2023, on peut observer l'étang asséché, alors qu'il reste encore de l'eau dans le chenal d'écoulement principal et dans certains creux de polygone (Figure 14).

En 2022, la conductivité de l'étang augmente progressivement durant la première période de drainage, passant d'environ 5 à 20 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Après le premier remplissage, la conductivité demeure stable à environ 6 $\mu\text{S}/\text{cm}$. L'étang a un faciès géochimique de Ca-Mg- HCO_3 . La concentration d'ions reste faible, mais elle augmente légèrement au cours de l'été. Par exemple, en mai 2022, les échantillons d'eau provenant de l'étang avaient une concentration de calcium d'environ 2 mg/L, qui est montée à 5 mg/L en juillet. Les concentrations de CID augmentent entre 1 et 6 mg/L au cours de l'été, et le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ augmente entre -27 et -12 ‰. Tout comme les ions, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de l'étang passent de -27 ‰ au début de l'été et augmentent à -21 ‰ en juillet.

En 2023, davantage de sites ont été échantillonnés au site 4. Les valeurs de conductivité de l'étang sont similaires à celles de l'année 2022, variant entre 10 et 25 $\mu\text{S}/\text{cm}$ pour l'étang et le creux de polygone. Par contre, une différence notable est observée pour le site 4C, le chenal d'alimentation principal de l'étang, où la conductivité augmente progressivement de 5 $\mu\text{S}/\text{cm}$ à environ 125 $\mu\text{S}/\text{cm}$, mais durant la période d'assèchement de l'étang, la conductivité du chenal d'écoulement atteint 375 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Lorsque l'étang se remplit, la conductivité du chenal d'écoulement diminue rapidement à des valeurs de 10 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Comme en 2022, l'étang en 2023 a toujours un faciès géochimique de Ca-Mg- HCO_3 . Les concentrations d'ions restent faibles au printemps et doublent ou triplent au cours de l'été (Figure 15). Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des eaux dans l'étang, le chenal d'écoulement, le creux de polygone et la source d'eau en conduit (« pipe flow ») varient toutes entre -23 ‰ et -20 ‰. En mai 2023, l'ensemble des sites présentaient des valeurs entre -23 ‰ et -22 ‰. Ces valeurs ont légèrement augmenté en

juin pour les échantillons provenant de l'étang, se situant plutôt entre -21 ‰ et -20 ‰, tandis que les autres sites (4B, 4C et 4D) sont demeurés stables à -23 ‰ et -22 ‰.

Les ratios molaires de Ca/Cl et Mg/Cl des différents écoulements au site en dégradation (écoulement en conduit, chenal d'écoulement, eau dans les creux de polygone) et des coins de glace ont aussi été calculés afin d'évaluer la source des ions dissous et les différents apports d'eau à l'étang (Figure 16). Les coins de glace ont les plus faibles concentrations molaires de Ca et Mg, tandis que le chenal d'écoulement et l'étang ont les plus élevées. Aucune relation n'est observée dans les concentrations molaires entre Ca et Cl, ni entre Mg et Cl pour les différentes sources d'eau. Les valeurs sont dispersées et ne montrent aucune tendance, ce qui suggère que la concentration ionique n'est pas affectée grandement par l'évaporation. En revanche, une relation linéaire existe dans les concentrations molaires entre Mg et Ca, ainsi que dans les ratios Ca/Cl et Mg/Cl pour l'ensemble des échantillons d'eau, à l'exception des coins de glace. Ceci suggère une dissolution de minéraux carbonatés par les eaux du sol, tels que CaCO_3 (calcite) ou $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ (dolomite). De plus, la variation temporelle des relations entre Ca et Mg et Ca/Cl et Mg/Cl suggèrent que l'étang reçoit l'apport de deux sources d'eau. Les valeurs des échantillons récoltés à la fin du printemps et au début de l'été sont regroupées ensemble. Ces échantillons ont des compositions ioniques plus faibles, se rapprochant de celles des coins de glace et de l'écoulement en conduit qui est alimenté par la fonte des neiges. Les eaux échantillonnées au cours de l'été ont des valeurs plus élevées et montrant une plus grande corrélation. Indiquant que l'étang est principalement alimenté

par la fonte des neiges au début de l'été, mais que l'eau du sol qui dissout des minéraux carbonatés alimente l'étang au cours de l'été.

Des mesures de $^{14}\text{C}_{\text{COD}}$ ont été réalisées sur plusieurs échantillons pour déterminer si la fonte des coins de glace contribue à alimenter l'eau de l'étang (Tableau 3). Les centres des coins de glace échantillonnés au site 4 ont fourni des âges $^{14}\text{C}_{\text{COD}}$ de 515 et 1210 ans avant aujourd'hui. Les concentrations de COD dans l'étang varient de 15 à 30 mg/L et le $\delta^{13}\text{C}_{\text{COD}}$ demeure stable avec des valeurs entre -28 et -26‰ (Figure 17). L'eau prélevée dans l'étang est d'âge moderne, à l'exception de l'échantillon du 8 juillet 2023, qui a fourni un âge $^{14}\text{C}_{\text{COD}}$ de 75 ans avant aujourd'hui.

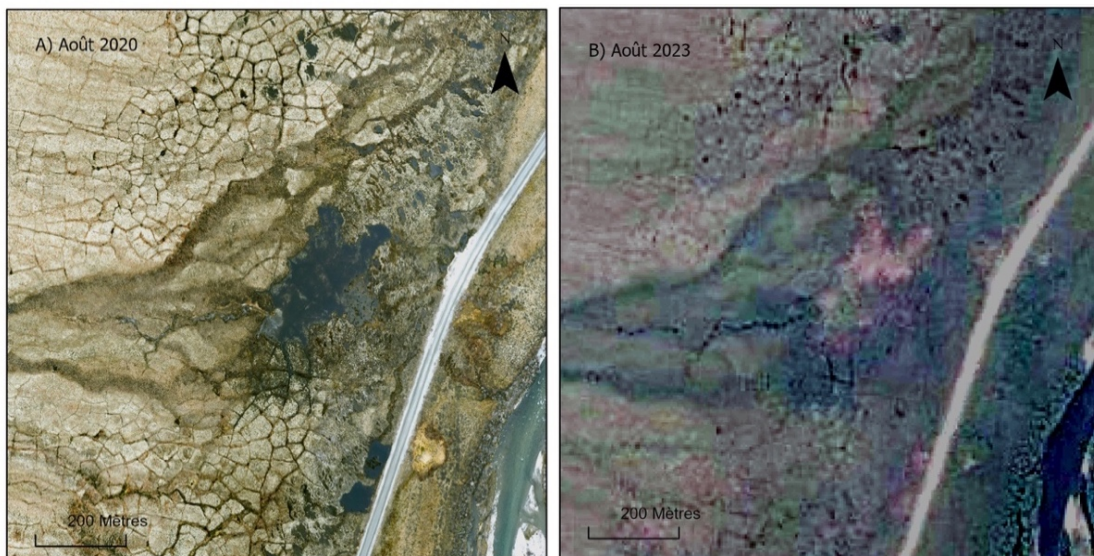


Figure 14. A) Image satellitaire d'août 2020 (Esri World Imagery) montrant la présence d'eau dans l'étang du site en dégradation et B) image satellitaire d'août 2023 (Digital Globe) montrant l'étang drainé.

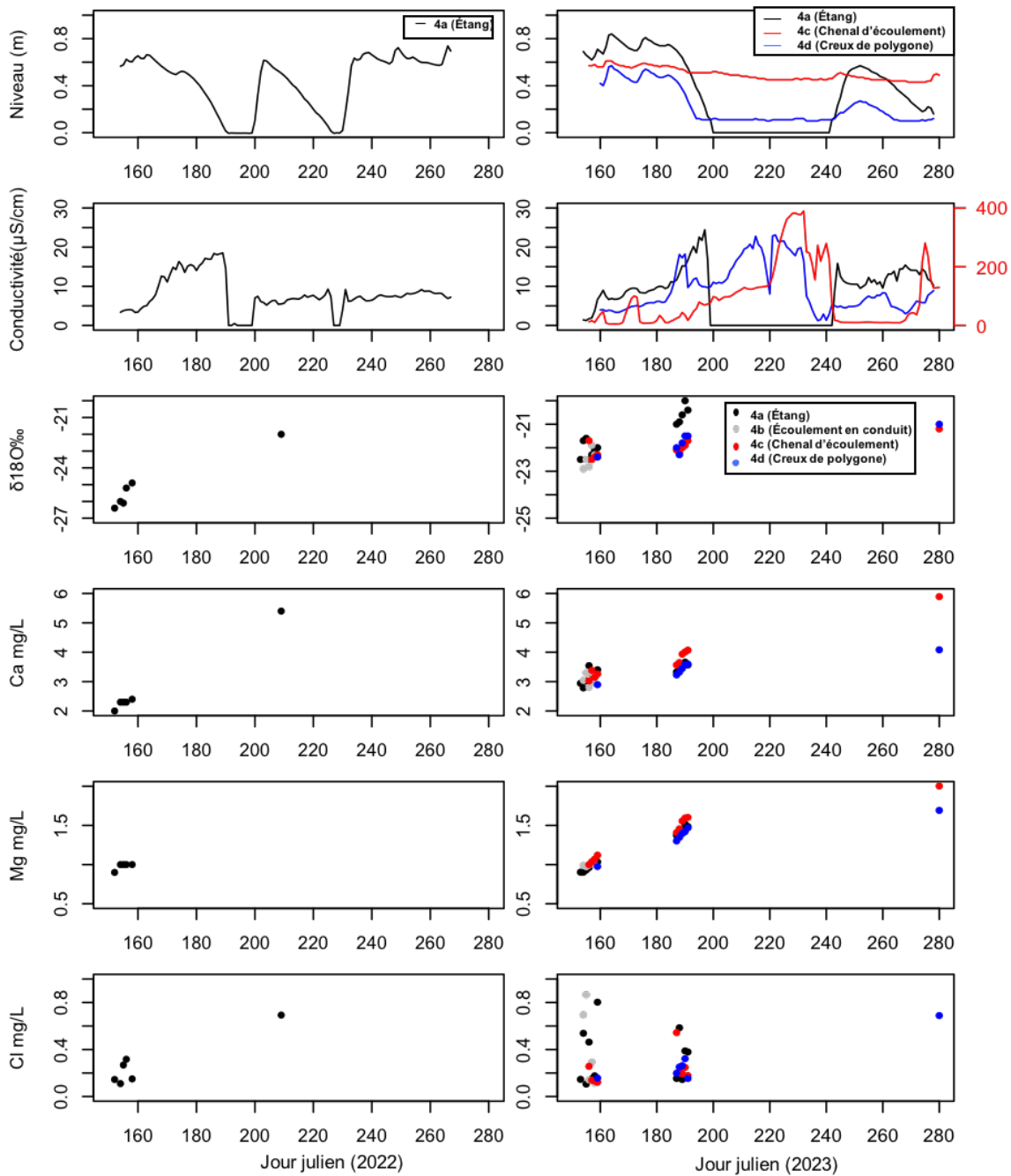


Figure 15. Graphiques montrant le niveau d'eau, la conductivité, les concentrations de $\delta^{18}O$ et les concentrations de Calcium, Magnésium et Chlore pour les sites 4A, 4B, 4C et 4D. Les graphiques de gauche illustrent les résultats pour 2022 et ceux de droite présentent les résultats pour 2023.

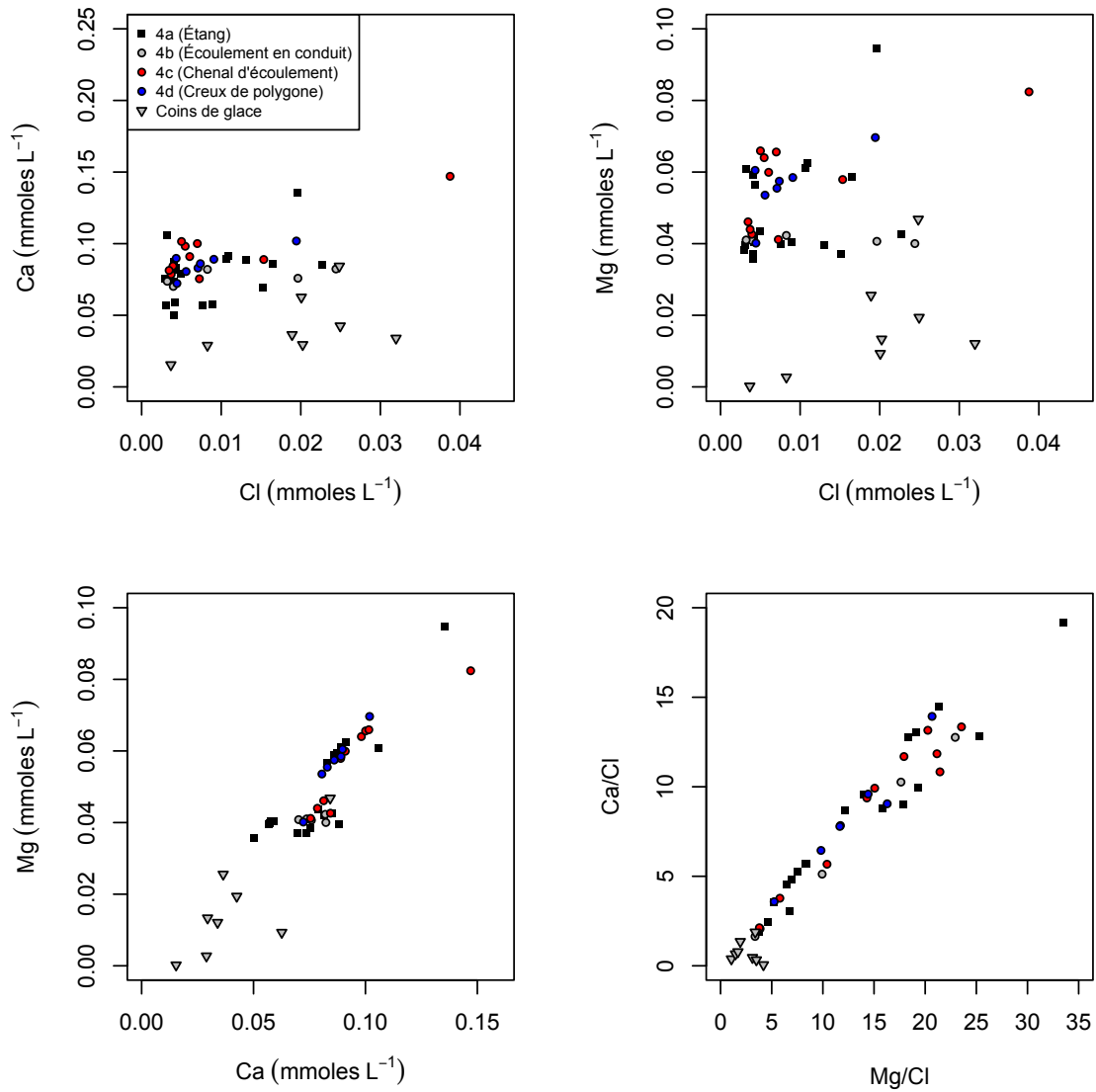


Figure 16. Graphiques en nuage de points présentant les ratios molaires de certains ions pour les sites 4A, 4B, 4C, 4D et les coins de glace. A) présente le ratio molaire entre les concentrations de Ca et Cl, B) le ratio molaire entre les concentrations de Mg et Cl, C) le ratio molaire entre les concentrations de Mg et Ca et D) le ratio de Ca/Cl en relation avec le ratio de Mg/Cl.

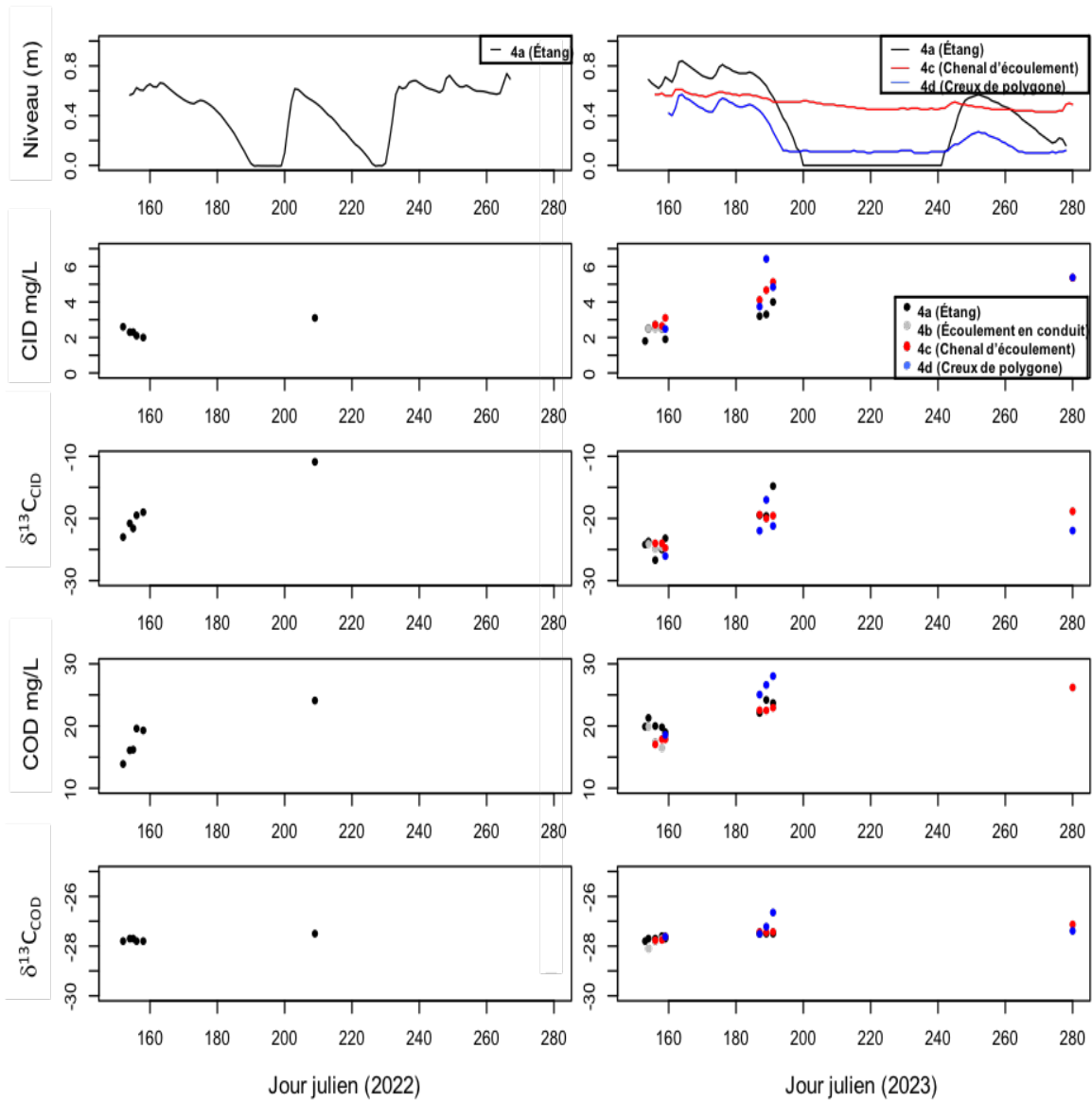


Figure 17. Graphiques montrant les changements dans le niveau d'eau, le CID, $\delta^{13}C_{CID}$, $\delta^{13}C_{COD}$ et le COD selon les jours juliens et l'année pour l'ensemble des sites 4. Les graphiques de gauches présentent les données de 2022 et les graphiques de droites présentent les données de 2023.

Tableau 3. Résultat de la datation $^{14}\text{C}_{\text{COD}}$ pour les différents sites situés dans la vallée de la rivière Blackstone, au centre du Yukon (voir figure 7 et 8 pour l'emplacement des sites).

Sites	^{14}C années BP	±	$F^{14}\text{C}$	±	$\text{D}^{14}\text{C} \text{ ‰}$	±	$\Delta^{14}\text{C} \text{ ‰}$	±
3-07-08-2023	325	40	0,9608	0,0045	-39,24	4,45	-47,80	4,45
4A-06-05-2023	moderne	---	1,0210	0,0054	21,01	5,36	11,91	5,36
4A-07-08-2023	75	35	0,9910	0,0043	-8,97	4,28	-17,80	4,28
4B-06-05-2023	moderne	---	1,0257	0,0045	25,65	4,50	16,51	4,50
4C-06-05-2023	moderne	---	1,0352	0,0065	35,16	6,51	25,93	6,51
4C-07-08-2023	moderne	---	1,0013	0,0047	1,28	4,71	-7,65	4,71
4D-07-08-2023	moderne	---	1,0133	0,0048	13,31	4,75	4,28	4,75
IW3	1210	65	0,8610	0,0066	-138,97	6,58	-146,65	6,58
IW6	515	35	0,9383	0,0037	-61,74	3,66	-70,10	3,66

5.4 Paramètres hydrologiques et géochimiques du site stable

Le site 3, un site avec des sols polygonaux stables, a été échantillonné en 2022 et 2023 pour déterminer ses caractéristiques hydrogéochimiques et les comparer avec celles du site en dégradation (Figure 18). Le niveau d'eau du ruisseau au site stable demeure entre 0,1 et 0,4 m durant les deux années d'analyse. Le niveau d'eau est typique d'un régime hydrique nival : plus élevé durant la période de crue, et diminue au cours de l'été, sauf si des précipitations ont lieu. La conductivité du ruisseau varie entre 20 et 70 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en 2022, mais atteint des valeurs maximums de 150 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en 2023. La conductivité augmente progressivement au cours de l'été, mais durant les précipitations, elle diminue vers 30-40 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Le ruisseau a un faciès géochimique de Ca-Mg-HCO_3 , par contre, les concentrations ioniques sont plus élevées qu'au site 4. Les concentrations de Ca varient entre 5 et 40 mg/L, les concentrations de Mg varient entre 2 et 15 mg/L, tandis

que les concentrations de CID varient entre 3 et 20 mg/L. Les concentrations de ces ions doublent ou triplent au cours de l'été, tandis que les niveaux de Cl restent stables. Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des eaux échantillonnées dans le ruisseau du site stable présentent des valeurs légèrement différentes entre 2022 et 2023. En 2022, elles oscillent entre -27 et -24‰, tandis qu'en 2023, les valeurs varient entre -23 et -21 ‰.

Les concentrations molaires de Ca et Mg du ruisseau au site stable sont beaucoup plus élevés que ceux au site 4 (~ 4-5x plus élevées). Tout comme au site 4, aucune tendance n'est observée dans les ratios de Ca et Cl, ainsi que de Mg et Cl, suggérant que l'évaporation n'affecte pas grandement les concentrations ioniques. Par contre, une relation linéaire existe entre le Ca et Mg et Ca/Cl et Mg/Cl ce qui suggère la dissolution de minéraux carbonatés dans les eaux du sol alimentant le ruisseau (Figure 19).

Les concentrations de COD sont de 5 à 20mg/L avec un $\delta^{13}\text{C}_{\text{COD}}$ de -27 ‰, et ce pour la durée de la période échantillonnée (Figure 20). Le ruisseau du site 3 présente un âge $^{14}\text{C}_{\text{COD}}$ de 325 ans avant aujourd'hui (Tableau 3).

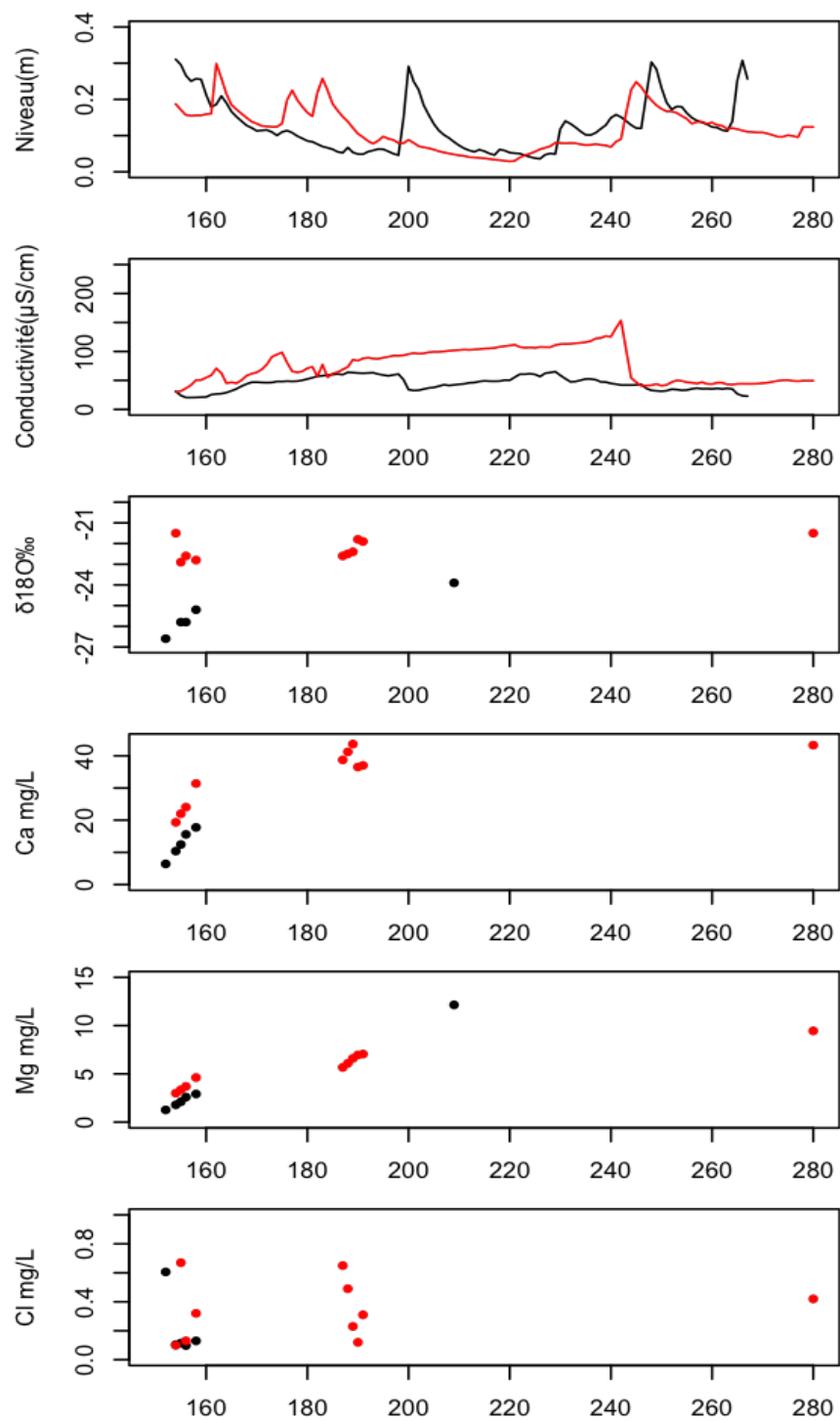


Figure 18. Graphiques montrant le niveau d'eau, la conductivité, les concentrations de $\delta^{18}O$ et les concentrations de Calcium, Magnésium et Chlore pour le site stable en 2022 et en 2023.

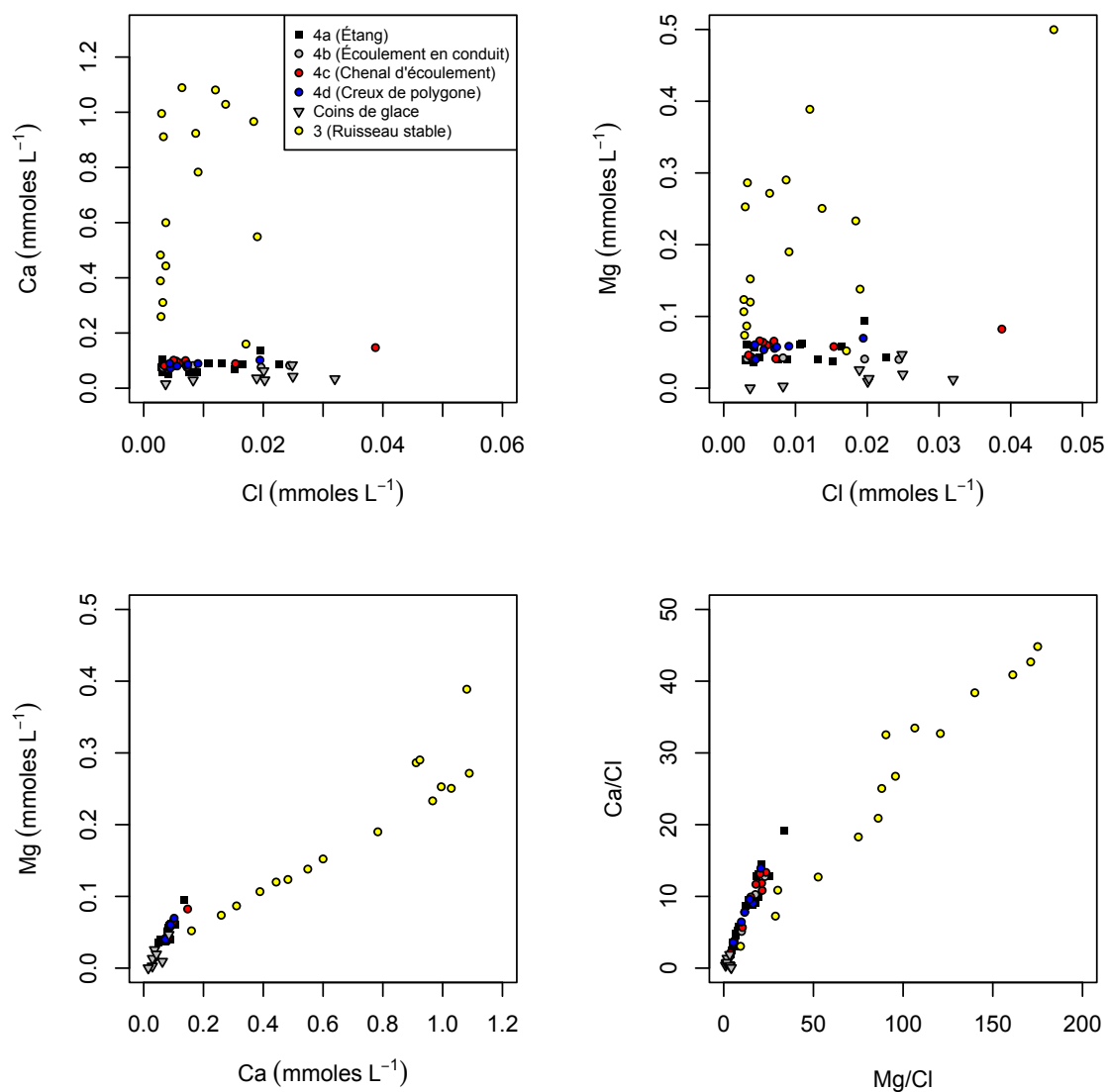


Figure 19. Graphiques en nuage de points présentant les ratios molaires de certains ions pour l'ensemble des sites d'étude et les coins de glace. A) présente le ratio molaire entre les concentrations de Ca et Cl, B) le ratio molaire entre les concentrations de Mg et Cl, C) le ratio molaire entre les concentrations de Mg et Ca et D) le ratio de Ca/Cl en relation avec le ratio de Mg/Cl.

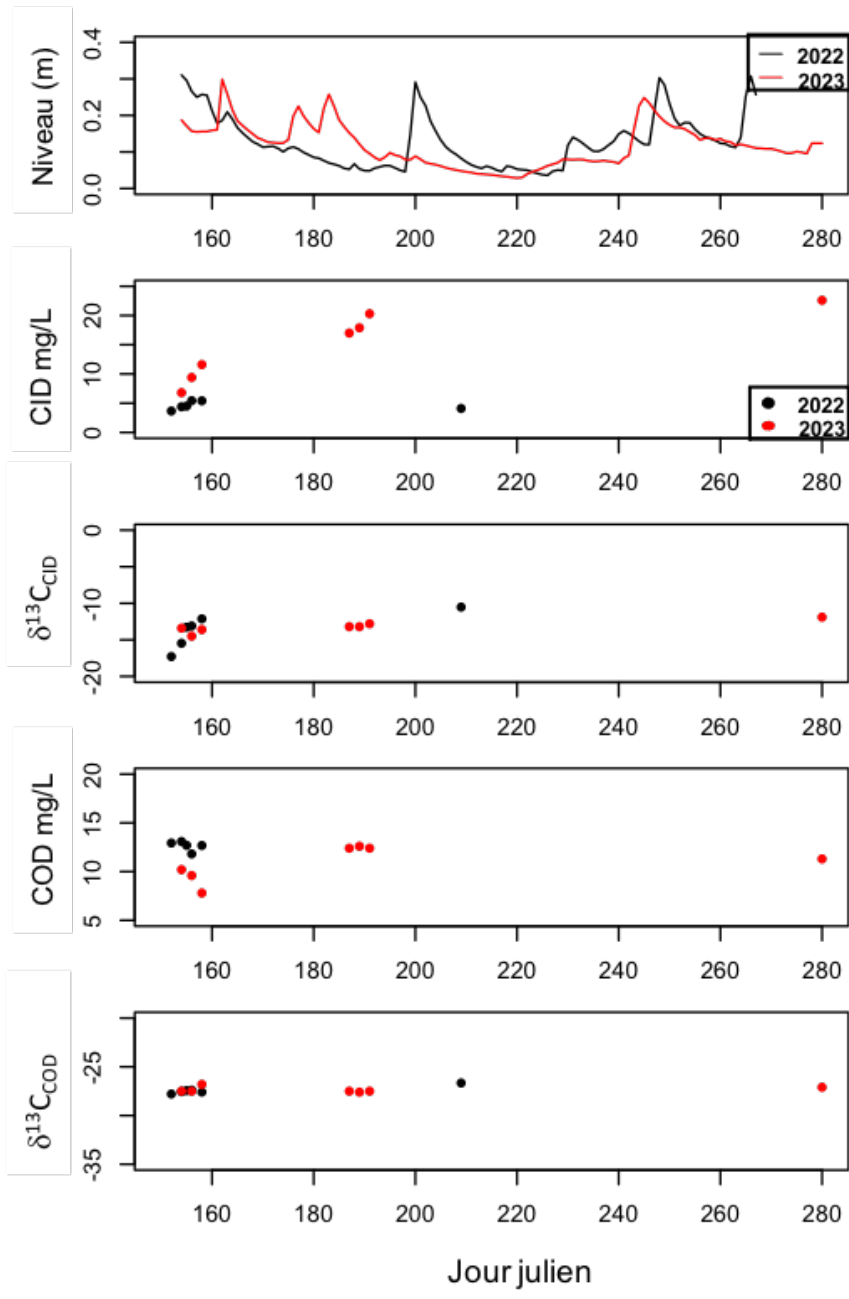


Figure 20. Graphiques montrant les changements dans le niveau d'eau, le CID, $\delta^{13}C_{CID}$, $\delta^{13}C_{COD}$ et le COD selon les jours juliens et l'année pour le site 3 en 2022 et en 2023.

5.5 Paramètres hydrologiques et géochimiques de la rivière East Blackstone et de la rivière Blackstone

La rivière East Blackstone (site 1) et la rivière Blackstone (site 2) ont échantillonné en 2022 et en 2023 pour caractériser leurs compositions géochimiques. En 2022, la conductivité de rivière East Blackstone variait de 88,6 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en juin à 253,5 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en octobre. Ces valeurs sont plus élevées en 2023, avec un minimum à 201 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en juin et un maximum à 349 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en juillet. Le faciès géochimique de la rivière East Blackstone est composé de Ca-Mg-SO₄. En 2022 et 2023, les concentrations moyennes en ions Ca, Mg et SO₄ étaient respectivement de 44 mg/L, 21,97 mg/L et de 174,80 mg/L. Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ de cette rivière ont montré des différences entre 2022 et 2023. En 2022, elles oscillaient entre -25 et -23‰, tandis qu'en 2023, les valeurs variaient entre -23 et -21 ‰. Les concentrations de COD allaient de 0 à 8 mg/L avec des valeurs de $d^{13}\text{C}_{\text{COD}}$ comprises entre -28 et -27 ‰ durant toute la période d'échantillonnage.

Pour la rivière Blackstone, la conductivité minimale, mesurée en octobre 2022, était de 15,5 $\mu\text{S}/\text{cm}$. En général, les valeurs de conductivité se situaient entre 150 et 240 $\mu\text{S}/\text{cm}$ sur l'ensemble de la période d'étude. Comme pour la rivière East Blackstone, le faciès géochimique de la rivière Blackstone est composé de Ca-Mg-SO₄. En 2022 et 2023, les concentrations de Ca variaient entre 15 et 84 mg/L, celles de Mg entre 6 et 51 mg/L, et celles de SO₄ entre 29 et 135 mg/L, avec une tendance générale à l'augmentation des concentrations ioniques au cours de l'été. Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$, quant à elles, allaient de -26,7 à -23 ‰ en 2022 et de -23,5 à -22 ‰ en 2023. Les concentrations de COD pour 2022 et 2023 s'étendaient de 1 à 9 mg/L, avec des valeurs de $d^{13}\text{C}_{\text{COD}}$ variant de -28 à -26 ‰.

Discussion

Les résultats ont permis de caractériser la morphologie des sols polygonaux et d'estimer le volume de leurs coins de glace, ainsi que de déterminer la composition hydrogéochimique des eaux de surface de chacun des sites. La discussion s'intéressera aux impacts potentiels de la dégradation des coins de glace sur l'hydrologie et l'écoulement de surface. Elle sera suivie d'une analyse des causes pouvant expliquer le développement de l'étang du site en dégradation, ainsi que des mécanismes causant les drainages et remplissages observés. Enfin, une analyse des effets de la fonte des coins de glace sur la qualité des eaux de surface viendra compléter cette section.

6.1 Morphologie, volume et impacts potentiels de la dégradation des coins de glace

Les modèles tridimensionnels créés à partir de la numérisation des sols polygonaux ont permis de caractériser leurs morphologies et d'estimer le volume de glace à chacun des sites d'étude. Les résultats indiquent que la morphologie moyenne (superficie, périmètre, diamètre et longueur des creux) des sols polygonaux est similaire entre le site stable et le site en dégradation. Cependant, une différence existe dans la taille des polygones entre les sites. Le site 3 présente des polygones de tailles plus homogènes, comparativement au site 4, qui possède des polygones de tailles plus diversifiées. Bien que la cause expliquant cela ne soit pas clairement établie, elle pourrait être due au fait qu'au site 4, les sols polygonaux sont plus vieux qu'au site stable, et que des coins de glace de niveau secondaire ou tertiaire se sont établis (Mackay, 1974). Il est aussi possible que des différences dans les propriétés rhéologiques des sols existent entre les deux sites, influençant ainsi les fracturations thermiques du sol (Plug & Werner, 2002).

En plus de la morphologie, le volume des coins de glace a également été estimé à chaque site, permettant ainsi d'évaluer les impacts de la dégradation des coins de glace. La fonte des coins de glace provoque l'effondrement des parois dans les dépressions laissées par leur fonte (Figure 21). Au site en dégradation, ce processus mène au développement de sols polygonaux aux centres surélevés, et à un réseau de chenaux interconnectés occupant les creux, souvent remplis d'eau (Figure 21). Cette modification de la topographie perturbe l'hydrologie locale, notamment le ruissellement de surface, l'accumulation de neige et le temps d'écoulement, affectant ainsi directement les écosystèmes des bassins concernés (Liljedahl et al., 2018 ; Fraser et al., 2018). Dans le bassin versant du site en dégradation, on estime que 1,6 % des premiers 3 m du sol sont occupés par des coins de glace, selon le modèle qui évalue leur taille à 3 m de large et 3 m de profondeur. Une proportion considérable du paysage sera donc affectée après leur fonte, sans compter la dégradation du pergélisol entourant ces coins de glace, qui peut lui aussi contenir de la glace de ségrégation ou d'autres types de glace de sol. De plus, l'estimation du volume de coins de glace ne considère pas les coins de glace datant du Pléistocène tardif qui se trouvent à de plus grandes profondeurs (Grinter et al., 2019). Ceux-ci pourraient également être affectés par l'amincissement de la couche active et la dégradation des coins de glace plus proches de la surface. Bref, avec le réchauffement climatique et l'augmentation des précipitations (Iturbide et al., 2021 ; Gutiérrez et al., 2021), il est possible d'anticiper d'importants changements dans la morphologie et l'hydrologie locale des paysages riches en glace comme le site en dégradation.

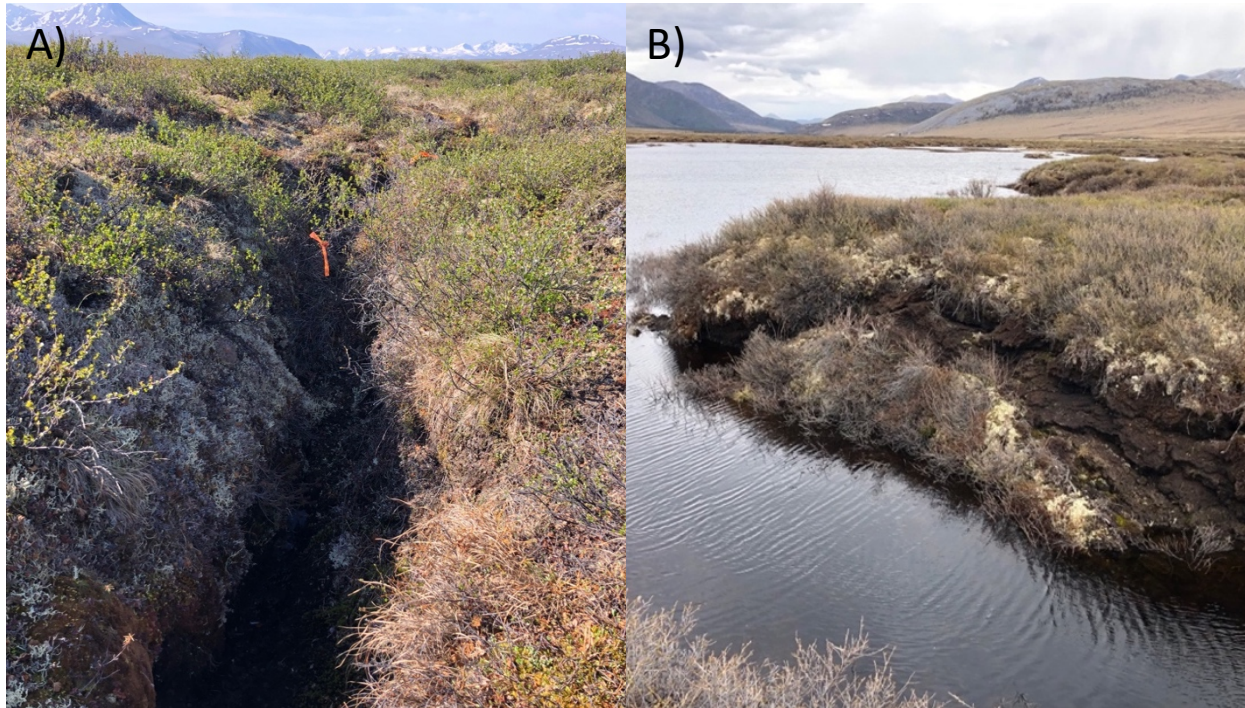


Figure 21. A) Photo d'une paroi d'un centre de polygone s'écroulant directement dans l'étang du site 4. B) Tassement du sol dans le creux d'un polygone suivant la fonte d'un coin de glace. Photos prises au site 4 lors de l'été 2023.

6.2 Formation, drainage et remplissage de l'étang au site en dégradation

6.2.1 Causes de la dégradation des coins de glace

Les premiers signes de fonte des coins de glace au site 4 sont survenus entre 1977 et 1989, et leur dégradation a continué durant les décennies suivantes. Cependant, la dégradation des sols polygonaux n'est pas régionale, car plusieurs autres sites, comme le site stable (site 3), ne présentent pas de changements visibles durant cette même période. Ce sont principalement les sols polygonaux influencés par des chenaux d'écoulement (water tracks) qui montrent des signes de dégradation. Dans ces chenaux, l'eau circule principalement dans la couche active et pas nécessairement en surface. Ils sont facilement reconnaissables grâce à une végétation distincte qui se développe à leur surface, en raison de la forte teneur en eau du sol à cet endroit. (Evans et al., 2020 ;

Linhardt et al., 2019 ; McNamara et al., 1999). Comme ils ont une teneur en eau plus élevée et sont plus proches de leur capacité de stockage que les sols adjacents, il a été suggéré qu'ils représentent l'une des principales sources de ruissellement des bassins versants vers les plans d'eau ou rivières (McNamara et al., 1997 ; Rushlow et Godsey, 2017 ; Paquette et al., 2018).

Au site en dégradation, l'écoulement de ces chenaux semble avoir été perturbé par la construction de l'autoroute du Dempster vers la fin des années 70, qui a limité leur écoulement vers la rivière Blackstone. La route, agissant donc comme une barrière, a entraîné une accumulation d'eau à la surface et un élargissement des chenaux d'écoulement à certains endroits. Ce changement hydrologique a probablement causé l'épaississement de la couche active et initié la dégradation des coins de glace à ce site. Au site stable, les sols polygonaux et les coins de glace ne sont pas affectés par ce type de perturbation, car ils sont situés sur une colline et aucun chenal d'écoulement ne se trouve à proximité.

6.2.2 Développement et évolution de l'étang du site en dégradation

La formation de l'étang au site 4 a été initiée par la dégradation des coins de glace et l'accumulation d'eau à la surface de ceux-ci. La fonte des coins de glace, en tant que processus de développement de bassin thermokarstique, est un phénomène observé à plusieurs autres endroits dans l'Arctique (Kokelj et Jorgenson, 2013 ; Fraser et al., 2018). Au site 4, le tassement du sol provoqué par la fonte des coins de glace favorise l'accumulation d'eau, générant ainsi un phénomène de rétroaction positive qui contribue à la formation et l'expansion de l'étang. La présence d'eau contribue à un réchauffement

significatif de la température du sol, pouvant atteindre jusqu'à une dizaine de degrés Celsius au-dessus de celle de l'air. Ce phénomène amplifie la vulnérabilité du pergélisol à la dégradation, même sous des températures négatives. (Jorgenson et al., 2010). De plus, la fonte progressive des coins de glace permet à l'eau de s'infiltrer dans les creux des polygones, et d'éroder les parois de leurs centres. Ces derniers s'affaissent progressivement, permettant ainsi l'augmentation de la superficie du plan d'eau. La croissance de l'étang au cours des 20 dernières années est notable, passant de 3 500 m² en 2007 à 9 500 m² en 2023.

En plus de sa croissance progressive depuis 2008, l'étang subit également des épisodes de drainage et de remplissage durant l'été. En 2022, l'étang a subi deux épisodes de drainage et de remplissage, et un en 2023. Le drainage de lacs ou étangs thermokarstiques est également un processus observé dans d'autres régions. Dans certains cas, les drainages sont associés à la formation d'un conduit en profondeur créé par la thermoérosion des coins de glace (Fortier et al., 2007) et/ou du pergélisol riche en glace (Pohl et al., 2009). Le drainage d'étangs ou de lacs thermokarstiques est un processus commun, cependant les remplissages de ces mêmes étendues d'eau demeurent rares. Par exemple, Jorgenson et Shur (2007) ont étudié le cycle d'évolution des lacs thermokarstiques dans le nord de l'Alaska et ont conclu que le remplissage de ces lacs après un drainage est possible, mais seulement dans un contexte où le pergélisol se stabilise après l'événement. Toutefois, ce processus se déroule sur plusieurs années, suivant un retour à la stabilité du site. Le site 4 est l'un des seuls exemples connus d'un

étang thermokarstique subissant plusieurs épisodes de drainage et de remplissage au cours d'un même été.

La topographie du site 4 et la présence de la route permet de croire que le drainage de l'étang est probablement lié à des processus de thermoérosion plutôt qu'à un drainage en surface. Le drainage semble se produire principalement par un conduit souterrain, bien qu'aucun conduit de ce type n'ait été observé sur le terrain. De plus, seul l'étang se vide complètement durant les périodes de drainage, contrairement au chenal d'écoulement qui maintient un niveau d'eau stable tout au long de l'été. Quant aux creux des coins de glace, ils subissent une baisse du niveau d'eau pendant le drainage, mais celle-ci n'est pas totale. Il est donc peu probable que l'approvisionnement en eau soit interrompu lors de ces épisodes de drainage. Pour que l'étang se vide entièrement, il est nécessaire que le débit de perte en eau excède l'apport en eau. Le débit de drainage de l'étang a été estimé à 5,4 L/s, ce qui implique que l'apport en eau doit être nettement inférieur durant les périodes d'assèchement. Le remplissage de l'étang se produit en quelques jours seulement, et le débit des apports en eau lors de ces périodes est estimé à 14,2 L/s. Si l'on compare les périodes durant lesquelles l'étang subit un remplissage, celles-ci correspondent à des augmentations du niveau d'eau au ruisseau du site stable (Figure 22.) Il est suggéré que les périodes de remplissage de l'étang sont causées par des précipitations et l'écoulement de surface dans le bassin versant. Ainsi, il est proposé que l'étang se draine par un conduit souterrain lié à la fonte du pergélisol riche en glace, et se remplisse au cours de l'été à la suite d'événements de précipitations. Le niveau d'eau

dans l'étang représente donc un bilan des débits d'apports en eau et de perte en eau par le conduit souterrain.

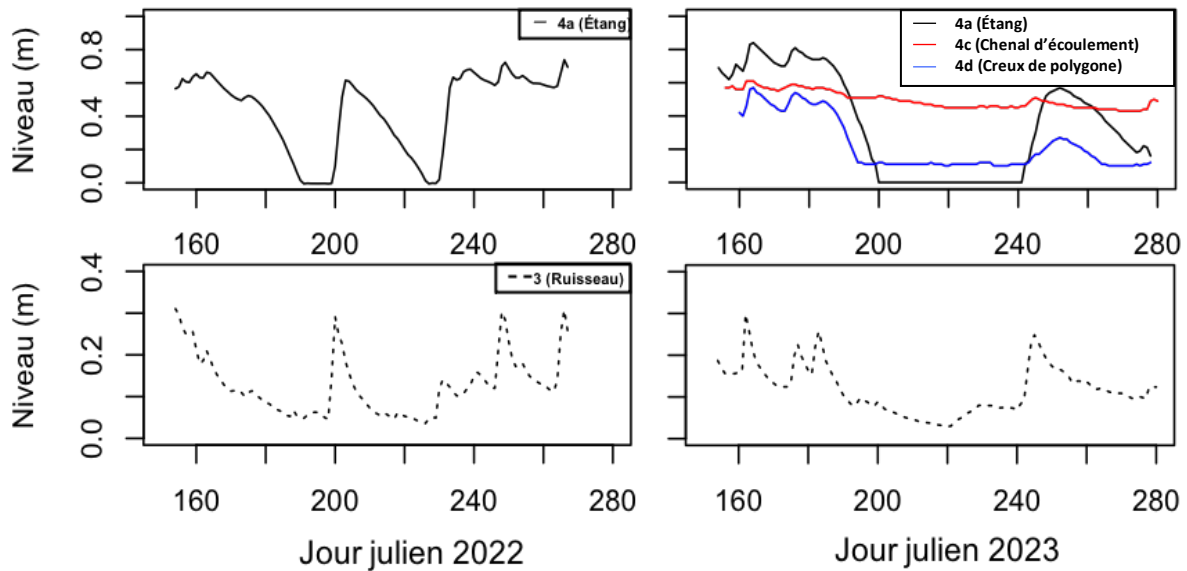


Figure 22. Graphiques montrant les niveaux d'eau du site 3 et du site 4. Les données montrent que le remplissage de l'étang du site 4 se produit lorsque des événements de précipitations surviennent (augmentation du niveau du site 3).

6.3 Géochimie et sources des eaux

L'analyse de $\delta^{18}\text{O}$, du $^{14}\text{C}_{\text{COD}}$ et des ions majeurs permet d'identifier et dater les sources d'eaux potentielles alimentant l'étang. En observant la composition isotopique de $\delta^{18}\text{O}$ des sites, il est possible de distinguer deux groupes distincts de sources d'eau. D'abord, les coins de glace ainsi que quelques échantillons du ruisseau du site stable de 2022 tendent à avoir des valeurs plus faibles en $\delta^{18}\text{O}$ que les eaux échantillonnées au site en dégradation. Les quatre points d'échantillonnage du site en dégradation (étang, écoulement en conduit, chenal d'écoulement et creux de polygone) présentent des valeurs moyennes de -21,8 ‰ comparativement aux coins de glace qui possèdent une

valeur moyenne de -24,3 ‰. De plus, l'ensemble des valeurs se trouvent sous la ligne météorique mondiale des eaux (LMME), mais autour de la ligne météorique locale des eaux (LMLE). En effet, certains échantillons comme les coins de glace se trouvent légèrement en dessous, alors que d'autres échantillons comme ceux des creux de polygone sont légèrement au-dessus de la LMLE (Figure 23). Les valeurs plus basses peuvent être associées à des eaux d'origines anciennes, ayant été moins influencées par l'évaporation, ou provenant d'un contexte climatique différent (Clark & Fritz, 1997). L'âge estimé des échantillons de coins de glace du site en dégradation montre des valeurs de datation au ^{14}C de 1210 ans avant aujourd'hui (± 65 ans) et de 515 ans avant aujourd'hui (± 35 ans). Ces âges indiquent que les échantillons sont d'origine ancienne, ce qui contribue à leur appauvrissement isotopique, car ils ont été formés dans des conditions climatiques plus froides et plus sèches que celles que nous connaissons actuellement.

Mis à part quelques exceptions, les sites sont principalement influencés par les précipitations locales. De légères variations dans ces valeurs pourraient refléter des processus tels que l'évaporation ou la recharge souterraine. La proximité des valeurs avec la LMLE suggère que les conditions isotopiques sont majoritairement déterminées par les processus météoriques locaux. Cela est également corroboré par la datation au ^{14}C , qui indique des valeurs modernes pour tous les échantillons collectés, sauf un échantillon de l'étang, daté à 75 ans avant aujourd'hui (± 35 ans). Cela indique que, dans l'ensemble, l'eau présente dans l'étang est d'origine moderne, principalement issue des précipitations ou d'autres processus locaux.

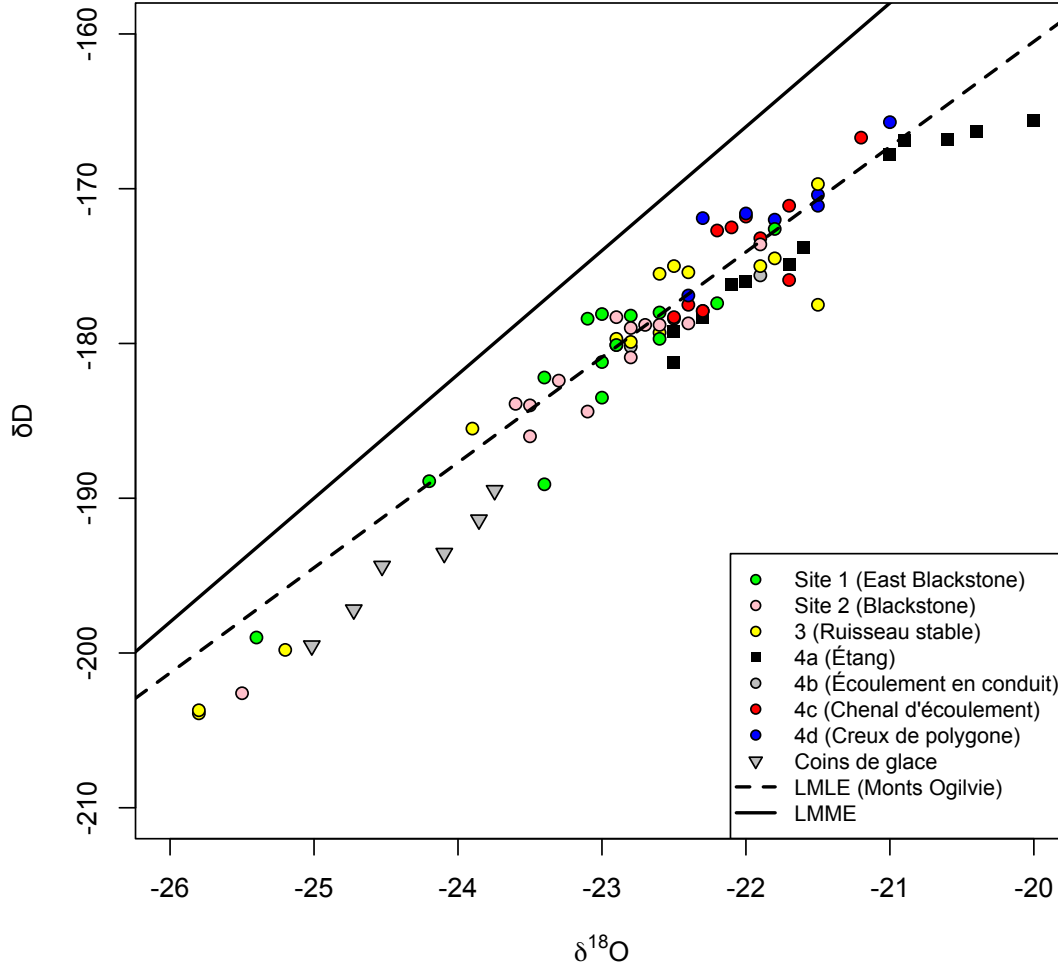


Figure 23. Composition isotopique ($\delta D - \delta^{18}O$) des coins de glace, du site en dégradation et du ruisseau du site stable près de Chapman Lake, Monts Ogilvie. LMME, ligne météorique mondiale des eaux ($\delta D = 8\delta^{18}O + 10$; Dansgaard, 1964); LMLE, ligne météorique locale des eaux, Ogilvie Mountains ($\delta D = 6.8 \delta^{18}O - 24.49$; Baranova, 2017).

Tout comme l'analyse des isotopes stables et du carbone 14, l'étude des ions et du carbone organique dissous fournit des informations précieuses sur l'écoulement des différentes sources d'eau et leurs interactions avec le bassin versant. On observe à la fois des différences et des similitudes marquées dans les exportations d'ions et de carbone entre les différents sites. Un point commun est l'augmentation, en été, des

concentrations de certains ions comme le magnésium et le calcium, ainsi que des concentrations de carbone organique et inorganique dissous pour tous les sites. Cette hausse est probablement liée à l'épaississement de la couche active au printemps et en été, qui intensifie les interactions entre l'eau et les composantes géochimiques du sol, modifiant ainsi la composition chimique des eaux (Ji et al., 2021; Yang et al., 2002).

Cependant, des différences notables apparaissent dans les concentrations d'ions entre le site stable et le site en dégradation. Cela est particulièrement évident dans les ratios molaires de magnésium et de calcium, qui sont significativement plus élevés au site stable par rapport au site en dégradation. Cette disparité peut s'expliquer par la nature des sites et la taille respective de leurs bassins versants. La plus grande taille du bassin du site stable offre davantage de possibilités d'interactions entre l'eau et le sol, ce qui pourrait expliquer l'augmentation des concentrations ioniques et de carbone organique dissous. En revanche, le site en dégradation, avec un bassin versant plus petit, présente moins d'interactions potentielles.

Au site 3 et au site 4, une relation linéaire est observée entre les concentrations de Ca et Mg, ainsi que les ratios Ca/Cl et Mg/Cl, ce qui suggère la dissolution de minéraux carbonatés dans les eaux du sol qui alimentent le ruisseau et le site stable. Les échantillons d'eau prélevés au cours de l'été montrent des valeurs plus élevées et une plus grande corrélation que les eaux échantillonnées au printemps. Cela indique que l'étang est principalement alimenté par la fonte des neiges au début de l'été, tandis que l'eau des précipitations, qui dissout des minéraux carbonatés dans le sol, continue de l'alimenter tout au long de la saison estivale.

6.4 Impacts de la fonte des coins de glace sur la géochimie des eaux de surface

Les impacts de la fonte des coins de glace sur la distribution des eaux et l'écoulement sont facilement observables et bien connus dans la littérature. Cependant, les conséquences de la fonte des coins de glace sur la qualité et la géochimie des eaux de surface demeurent moins bien définies. L'analyse des résultats montre que la composition ionique et la conductivité mesurées sur le site perturbé sont plus basses qu'au site stable et dans les deux rivières échantillonnées. En 2023, la conductivité moyenne mesurée dans l'étang du site 4 et dans les creux de polygones adjacents à celui-ci est inférieure à 10 $\mu\text{S}/\text{cm}$, tandis que celle du chenal d'écoulement l'alimentant est de 93 $\mu\text{S}/\text{cm}$. La conductivité moyenne du ruisseau du site stable est de 76 $\mu\text{S}/\text{cm}$, et celle des rivières Blackstone et East Blackstone est respectivement de 201 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et de 249 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Cette même tendance est aussi observée dans les concentrations d'ions dominants (Mg et Ca), où des valeurs beaucoup plus grandes sont observées pour le site stable et les rivières, comparativement au site de l'étang du site perturbé (Figure 24).

L'effet de la fonte des coins de glace sur la géochimie est donc relativement faible et pourrait même avoir un effet dilutif comparativement à d'autres types de dégradation du pergélisol, comme l'épaississement de la couche active et les glissements dus au dégel. En effet, l'épaississement de la couche active, causé par des facteurs climatiques ou des feux de forêt, peut influencer la composition géochimique et la qualité des eaux des lacs ou des rivières situés dans les bassins versants perturbés, en augmentant leur conductivité et leurs concentrations ioniques (Kokelj et al., 2009; Mackay, 1995; Wolfe et al., 2000).

Ce sont cependant les glissements dus au dégel qui portent le plus grand potentiel d'impact sur la géochimie et la qualité des eaux de surface. Contrairement à la fonte des coins de glace observée dans le PTT, qui se produit dans les trois premiers mètres depuis la surface, les glissements dus au dégel peuvent causer la dégradation du pergélisol à des profondeurs de 10 m ou plus (Malone et al., 2013). Le dégel rapide d'un pergélisol riche en glace expose de nouveaux matériaux à l'altération, rendant ainsi d'importantes quantités de substances solubles disponibles pour le transport vers les plans d'eau. Cela fait en sorte que les lacs ou cours d'eau affectés par ces glissements présentent des concentrations ioniques et une conductivité plus élevée que les sites non perturbés (Kokelj et Lewkowicz, 1999; Kokelj et al., 2005, 2008).

Par exemple, Malone et al. (2013) ont observé les impacts d'un glissement sur la géochimie de différents sites affectés et non affectés par le glissement, et ont conclu que la conductivité et les concentrations d'ions solubles dans l'eau de l'écoulement de surface provenant de glissements étaient au moins un ordre de grandeur plus élevées que celles de sites non perturbés. La conductivité s'élevait à plus de 1200 $\mu\text{S}/\text{cm}$ dans les sites perturbés par des glissements. Ceci représente une différence importante avec le site de l'étang (site 4) perturbé par la fonte des coins de glace, où la conductivité ne dépasse pas 50 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

La comparaison entre la dégradation des coins de glace et d'autres types de dégradation du pergélisol permet de conclure que, pour qu'un impact significatif sur la qualité de l'eau soit observé, une quantité importante de pergélisol doit être dégradée. La fonte des coins de glace ne constitue pas une source majeure de perturbation de la

qualité de l'eau, car la dégradation reste localisée à l'endroit de la fonte. Les caractéristiques physiques des sites, comme la taille du bassin versant et la géologie de surface, représentent aussi des facteurs déterminants dans la composition géochimique d'un cours d'eau qui doivent être considérés lors de ce type d'analyse (Kokelj et al., 2009).

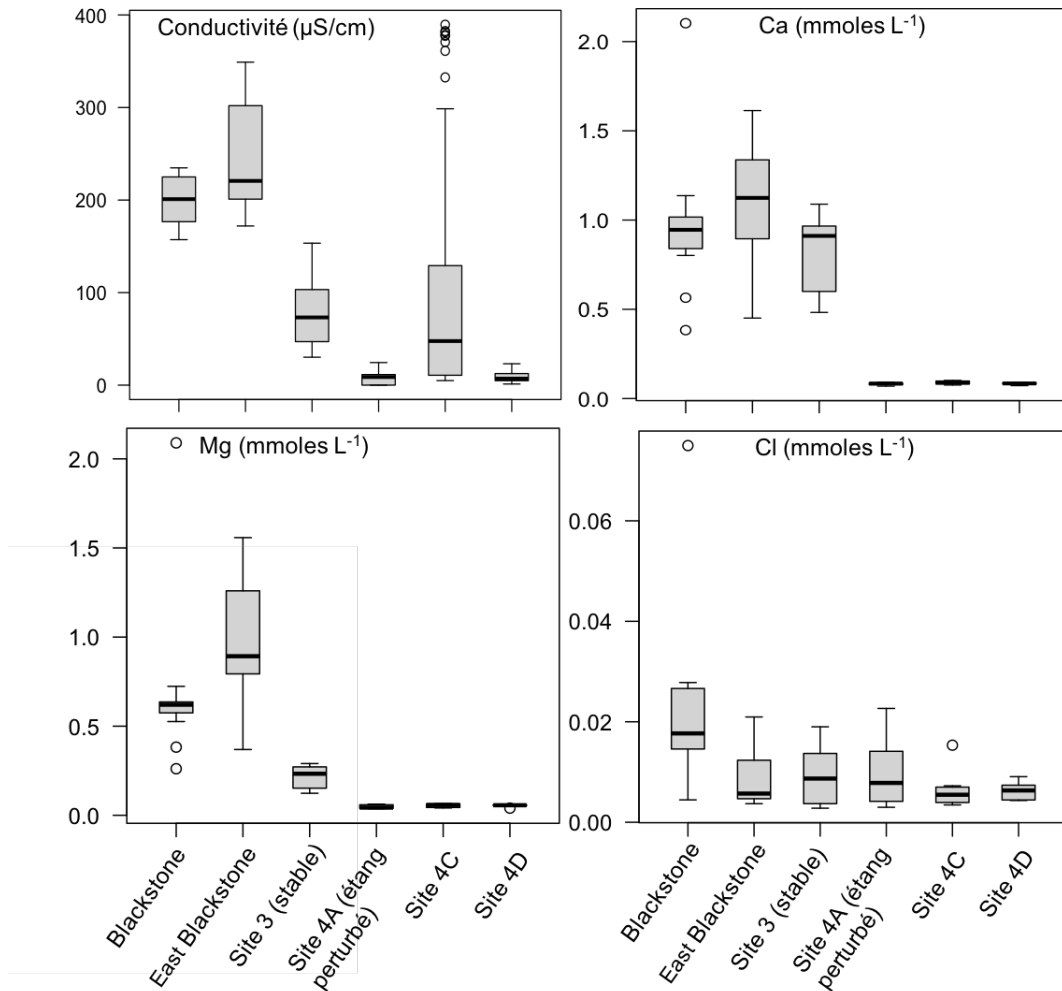


Figure 24. Graphique en boîtes à moustaches des valeurs de conductivité ($\mu\text{S}/\text{cm}$), de Ca, Mg et Cl (mmoles L^{-1}) pour les rivières Blackstone et East Blackstone, pour le site 3 et pour le site 4A (étang), 4C (chenal d'écoulement) et 4D (creux de polygone).

Conclusion

Cette étude examine la morphologie et l'hydrogéochimie des coins de glace en dégradation dans les monts Ogilvie, au centre du Yukon. Une dégradation des coins de glace dans cette région est observée depuis plusieurs années, mais les conséquences de cette dégradation sont encore mal définies. Cette thèse correspond donc à l'une des premières recherches s'intéressant à ce phénomène. Elle comprend trois objectifs principaux : d'abord, caractériser la morphologie et le volume des coins de glace de deux sites présentant des niveaux de développement différents, l'un stable et l'autre dégradé. Ensuite, analyser l'étendue de la dégradation en traçant l'évolution du site dégradé et de l'étang thermokarstique qui s'y trouve. Enfin, mesurer l'impact de la fonte des coins de glace sur la géochimie et l'hydrologie locales.

Le volume de glace dans chaque site a été estimé à l'aide d'un modèle tridimensionnel basé sur la présence de sols polygonaux à la surface. Pour le site stable, le volume des coins de glace dans les premiers 3 mètres du sol est estimé entre 18 000 m³ et 52 000 m³, et entre 34 400 m³ et 100 000 m³ au site en dégradation. Environ 1,6 % du bassin versant du site en dégradation est occupé par les coins de glace. Une dégradation complète de ces coins de glace pourrait affecter davantage l'écoulement de surface et le cycle hydrologique local. L'estimation du volume de glace ne prend pas en compte les coins de glace plus profonds ni d'autres types de glace souterraine, des facteurs à ne pas négliger dans l'estimation du potentiel de tassement.

L'analyse d'imagerie satellitaire a aussi montré que la dégradation visible à la surface d'un des sites remonte à 1989. Celle-ci, combinée à d'autres facteurs, comme la

construction de l'autoroute du Dempster à la fin des années 1970 et la présence de chenaux d'écoulement à proximité, a entraîné la formation et l'expansion d'un étang thermokarstique avec une superficie qui est passée de 3 500 m² en 2007 à 9 500 m² en 2023. Cette expansion est liée à la fonte des coins de glace, qui provoque l'effondrement des parois des centres de polygones, permettant ainsi à l'étang de croître. L'étang, qui subit des drainages et remplissages fréquents, pourrait s'assécher de façon permanente si le conduit facilitant son drainage venait à s'élargir. Le drainage de celui-ci limiterait certainement l'effet de rétroaction positive sur la dégradation du pergélisol causée par la présence d'eau au site.

Les résultats géochimiques indiquent que les coins de glace échantillonnés près de l'étang datent de l'Holocène, avec des âges allant de 515 à 1 210 ans avant aujourd'hui. Aux deux sites étudiés, une légère augmentation des concentrations ioniques ainsi que des concentrations en carbone organique et inorganique a été observée durant l'été, pouvant être associée à l'épaississement de la couche active, qui intensifie les interactions entre l'eau des précipitations et le sol. Le ruisseau du site stable montre des concentrations ioniques et une conductivité plus élevée que le site en dégradation. Il a donc été conclu que, dans le cas étudié, la dégradation des coins de glace n'a pas d'impact significatif sur la géochimie de l'eau, contrairement à d'autres formes thermokarstiques, comme les glissements liés au dégel. Cela s'explique par le fait que la fonte des coins de glace n'entraîne pas un dégel étendu du sol, mais se limite aux zones environnantes. La dégradation des coins de glace influence donc davantage la distribution que la qualité des eaux de surface.

Cette thèse contribue à améliorer la compréhension des impacts de la dégradation des coins de glace dans les Monts Ogilvie, en caractérisant la morphologie des sols polygonaux et le volume des coins de glace à l'aide d'images satellitaires et de modèles en trois dimensions. Elle analyse aussi l'évolution des processus de dégradation, influencés par la construction de la route du Dempster, et met en évidence l'expansion, le drainage et le remplissage d'un étang thermokarstique. L'évaluation des impacts hydrologiques et géochimiques montre des changements dans la distribution de l'eau, mais peu d'effet sur la qualité des eaux. Enfin, bien que les impacts géochimiques soient faibles, les conséquences potentielles sur les infrastructures et le pergélisol restent significatives. Cette thèse constitue l'un des premiers ouvrages s'intéressant directement aux conséquences de la fonte des coins de glace dans la région d'étude et étudiant l'évolution d'un site perturbé en raison d'influence anthropique.

L'échantillonnage d'un plus grand nombre de sites non affectés et affectés par la fonte des coins de glace, ainsi qu'un ensemble de données plus complet sur le climat et la température des sols de la région, aurait pu enrichir cette recherche. Davantage de recherches sur la fonte des coins de glace, plus particulièrement dans cette région, pourraient permettre d'investiguer les causes potentielles initiant leur dégradation et même en faire la modélisation.

Références

- Åkerman, H. J., & Johansson, M. (2008). Thawing permafrost and thicker active layers in sub-arctic Sweden. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19(3), 279–292. <https://doi.org/10.1002/ppp.626>
- AMAP. (2017). Snow, water, ice and permafrost in the Arctic (SWIPA). Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norway.
- Anisimov, O., & Reneva, S. (2006). Permafrost and Changing Climate: The Russian Perspective. *Ambio*, 35(4), 169–175. [https://doi.org/10.1579/0044-7447\(2006\)35\[169:PACCTR\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1579/0044-7447(2006)35[169:PACCTR]2.0.CO;2)
- Balcarczyk, K. L., Jones, J. B. J., Jaffé, R., & Maie, N. (2009). Stream dissolved organic matter bioavailability and composition in watersheds underlain with discontinuous permafrost. *Biogeochemistry*, 94(3), 255–270. <https://doi.org/10.1007/s10533-009-9324-x>
- Baranova, N., & Clark, I. D. (2015). Evaluating Groundwater in a Permafrost Watershed Using Seasonal Geochemical and Isotope Discharge Trends, Ogilvie River, Yukon. Université d'Ottawa / University of Ottawa.
- Berman, E. S. F., Levin, N., Landais, A., Li, S., & Owano, T. (2013). Measurement of $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{17}\text{O}$, and ^{17}O -excess in Water by Off-Axis Integrated Cavity Output Spectroscopy and Isotope Ratio Mass Spectrometry. *Analytical Chemistry*, 85(21), 10392-10398. doi:10.1021/ac402366
- Bernard-Grand'Maison, C., & Pollard, W. (2018). An estimate of ice wedge volume for a High Arctic polar desert environment, Fosheim Peninsula, Ellesmere Island. *The Cryosphere*, 12(11), 3589–3604. <https://doi.org/10.5194/tc-12-3589-2018>
- Biskaborn, B. K., Smith, S. L., Noetzli, J., Matthes, H., Vieira, G., Streletskiy, D. A., Schoeneich, P., Romanovsky, V. E., Lewkowicz, A. G., Abramov, A., Allard, M., Boike, J., Cable, W. L., Christiansen, H. H., Delaloye, R., Diekmann, B., Drozdov, D., Etzelmüller, B., Grosse, G., ... Lantuit, H. (2019). Permafrost is warming at a global scale. *Nature Communications*, 10(1), 264–264. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-08240-4>
- Bloom, A. (2012). Soil Microorganisms and Biogeochemistry. Retrieved from http://editors.eol.org/eoearth/wiki/Soil_Microorganisms_and_Biogeochemistry
- Bradley, R. S. (1999). *Paleoclimatology: reconstructing climates of the quaternary* (2nd ed.). Academic Press.

- Brown, J., Ferrians, O. J., Heginbottom, J. A., Melnikov, E. S. (1997). Circum-Arctic Map of Permafrost and Ground Ice Conditions. United States Geological Survey, Circum-Pacific Map Series, CP-45, scale 1:10,000,000
- Buttle, J. M. (1994). Isotope hydrograph separations and rapid delivery of pre-event water from drainage basins. *Progress in Physical Geography*, 18(1), 16–41. <https://doi.org/10.1177/030913339401800102>
- Calmels, F., Roy, L. P., Grandmont, K., & Pugh, R. (2018). A summary of climate- and geohazard-related vulnerabilities for the Dempster Highway corridor, Yukon Research Centre, Yukon College, 204 p.
- Campbell-Heaton, K., Lacelle, D., Fisher, D., & Pollard, W. (2021). Holocene ice wedge formation in the Eureka Sound Lowlands, high Arctic Canada. *Quaternary Research*, 102, 175–187. <https://doi.org/10.1017/qua.2020.126>
- Clark, I. D. (Ian D. (2015). *Groundwater geochemistry and isotopes*. CRC Press. <https://doi.org/10.1201/b18347>
- Clark, I. D., & Fritz, P. (1997). *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. CRC Press.
- Crann, C. A., Murseli, S., St-Jean, G., Zhao, X., Clark, I. D., & Kieser, W. E. (2017). First Status Report on Radiocarbon Sample Preparation Techniques at the A.E. Lalonde AMS Laboratory (Ottawa, Canada). *Radiocarbon*, 59(3), 695–704. <https://doi.org/10.1017/RDC.2016.55>
- Cochand, M., Molson, J., & Lemieux, J. (2019). Groundwater hydrogeochemistry in permafrost regions. *Permafrost and Periglacial Processes*, 30(2), 90–103. <https://doi.org/10.1002/ppp.1998>
- Cole, J. J., Prairie, Y. T., Caraco, N. F., McDowell, W. H., Tranvik, L. J., Striegl, R. G., Duarte, C. M., Kortelainen, P., Downing, J. A., Middelburg, J. J., & Melack, J. (2007). Plumbing the Global Carbon Cycle: Integrating Inland Waters into the Terrestrial Carbon Budget. *Ecosystems (New York)*, 10(1), 171–184. <https://doi.org/10.1007/s10021-006-9013-8>
- Connon, R. F., Quinton, W. L., Craig, J. R., & Hayashi, M. (2014). Changing hydrologic connectivity due to permafrost thaw in the lower Liard River valley, NWT, Canada. *Hydrological Processes*, 28(14), 4163–4178.
- Crites, H., Kokelj, S. V., & Lacelle, D. (2020). Icings and groundwater conditions in permafrost catchments of northwestern Canada. *Scientific Reports*, 10(1), 3283–3283. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-60322-w>

- Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16(4), 436–468.
<https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x>
- Duk-Rodkin A. Surficial geology, Dawson, Yukon Territory, 1: 250,000. 1996.
- Elberling, B., Michelsen, A., Schädel, C., Schuur, E. A. G., Christiansen, H. H., Berg, L., Tamstorf, M. P., & Sigsgaard, C. (2013). Long-term CO₂ production following permafrost thaw. *Nature Climate Change*, 3(10), 890–894.
<https://doi.org/10.1038/nclimate1955>
- Environment Canada. Canadian Climate Normals 1981–2010 Station Data.
<http://climate.weather.gc.ca>. Published 2010. Accéder le 14 septembre 2022.
https://climat.meteo.gc.ca/climate_data/monthly_data_f.html?hlyRange=%7C&dlyRange=1966-06-01%7C2010-05-30&mlyRange=1966-01-01%7C2007-02-01&StationID=1566&Prov=YT&urlExtension=f.html&searchType=stnName&optLimit=yearRange&StartYear=1840&EndYear=2022&selRowPerPage=25&Line=0&searchMethod=contains&txtStationName=klondike&timeframe=3&Month=2&Day=2&Year=2006#
- Evans, S. G., Godsey, S. E., Rushlow, C. R., & Voss, C. (2020). Water tracks enhance water flow above permafrost in upland Arctic Alaska hillslopes. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 125, e2019JF005256. <https://doi.org/10.1029/2019JF005256>
- Fortier, D., Allard, M., & Shur, Y. (2007). Observation of rapid drainage system development by thermal erosion of ice wedges on Bylot Island, Canadian Arctic Archipelago. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18(3), 229–243.
- Frappier, & Lacelle, D. (2021). Distribution, morphometry, and ice content of ice-wedge polygons in Tombstone Territorial Park, central Yukon, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 32(4), 587–600. <https://doi.org/10.1002/ppp.2123>
- Frappier, R., Lacelle, D., & Fraser, R. H. (2023). Landscape changes in the Tombstone Territorial Park region (central Yukon, Canada) from multilevel remote sensing analysis. *Arctic Science*, 9(4), 838–855. <https://doi.org/10.1139/as-2022-0037>
- Fraser, R. H., Kokelj, S. V., Lantz, T. C., McFarlane-Winchester, M., Olthof, I., & Lacelle, D. (2018). Climate sensitivity of high arctic permafrost terrain demonstrated by widespread ice-wedge thermokarst on Banks Island. *Remote Sensing (Basel, Switzerland)*, 10(6), 954–. <https://doi.org/10.3390/rs10060954>
- French, H.M. (2007). *The periglacial environment* (3rd ed.). John Wiley and Sons.

- French, H. M. (2016). Do Periglacial Landscapes Exist? A Discussion of the Upland Landscapes of Northern Interior Yukon, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 27(2), 219–228. <https://doi.org/10.1002/ppp.1866>
- French, H.M, Heginbottom J.A. (1983). Guidebook to permafrost and related features of the Northern Yukon Territory and Mackenzie Delta, Canada. Alaska Division of Geological & Geophysical Surveys, Guidebook 3:186 p. doi: <https://doi.org/10.14509/265>
- Gamon, J., Kershaw, G., Williamson, S., & Hik, D. (2012). Microtopographic patterns in an arctic baydjarakh field: do fine-grain patterns enforce landscape stability? *Environmental Research Letters*, 7(1), 6. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/7/1/015502>
- Green, LH. (1972). *Geology of Nash Creek, Larsen Creek, and Dawson Area Maps*. Ottawa: Geological Survey of Canada Memoir 364.
- Grinter M, Lacelle D, Baranova N, Murseli S, Clark ID. Late Pleistocene and Holocene ice-wedge activity on the Blackstone Plateau, central Yukon, Canada. (2019) *Quatern Res.* 91(1):179-193
- Gutiérrez, J. M., Jones, R. G., Narisma, G. T., Alves, L. M., Amjad, M., Gorodetskaya, I. V., Grose, M., Klutse, N. A. B., Krakovska, S., Li, J., Martínez-Castro, D., Mearns, L. O., Mernild, S. H., Ngo-Duc, T., van den Hurk, B., & Yoon, J.-H. (2021). Atlas. In V. Masson-Delmotte, P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J. B. R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, & B. Zhou (Eds.). (2021). *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (In Press). Cambridge University Press. <http://interactive-atlas.ipcc.ch/>
- Harris. (1988). *La Terminologie du pergélisol et notions connexes*. Conseil national de recherches Canada.
- Harris, C., Arenson, L. U., Christiansen, H. H., Etzelmüller, B., Frauenfelder, R., Gruber, S., ... & Muehl, D. V. (2009). Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. *Earth-Science Reviews*, 92(3-4), 117-171.
- Healy, R. W., & Scanlon, B. R. (2010). *Estimating groundwater recharge*. Cambridge University Press.

- Hilton, R. G., Galy, V., Gaillardet, J., Dellinger, M., Bryant, C., O'Regan, M., Gröcke, D. R., Coxall, H., Bouchez, J., & Calmels, D. (2015). Erosion of organic carbon in the Arctic as a geological carbon dioxide sink. *Nature (London)*, 524(7563), 84–87. <https://doi.org/10.1038/nature14653>
- Holmes, R. M., Coe, M. T., Fiske, G. J., Gurtovaya, T., McClelland, J. W., Shiklomanov, A. I., Spencer, R. G. M., Tank, S. E., & Zhulidov, A. V. (2012). Climate Change Impacts on the Hydrology and Biogeochemistry of Arctic Rivers. In *Climatic Change and Global Warming of Inland Waters* (pp. 1–26). John Wiley & Sons, Ltd. <https://doi.org/10.1002/9781118470596.ch1>
- Hu, & Pollard, W. H. (1997). The Hydrologic Analysis and Modelling of River Icing Growth, North Fork Pass, Yukon Territory, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8(3), 279–294. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1530\(199709\)8:3<279::AID-PPP260>3.0.CO;2-7](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1530(199709)8:3<279::AID-PPP260>3.0.CO;2-7)
- IPCC. (2013). *Climate change 2013: The physical science basis. Contribution of working group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.*
- Iturbide, M., Fernández, J., Gutiérrez, J. M., Bedia, J., Cimadevilla, E., Díez-Sierra, J., Manzanas, R., Casanueva, A., Baño-Medina, J., Milovac, J., Herrera, S., Cofiño, A. S., San Martín, D., García-Díez, M., Hauser, M., Huard, D., & Yelekci, Ö. (2021). Repository supporting the implementation of FAIR principles in the IPCC-WG1 Atlas. *Zenodo*. <https://doi.org/10.5281/zenodo.3691645>
- Ji, X., Abakumov, E., Polyakov, V., & Xie, X. (2021). Mobilization of geochemical elements to surface water in the active layer of permafrost in the Russian Arctic. *Water Resources Research*, 57, e2020WR028269. <https://doi.org/10.1029/2020WR028269>
- Jin, H., Huang, Y., Bense, V. F., Ma, Q., Marchenko, S. S., Shepelev, V. V., Hu, Y., Liang, S., Spektor, V. V., Jin, X., Li, X., & Li, X. (2022). Permafrost Degradation and Its Hydrogeological Impacts. *Water (Basel)*, 14(3), 372–. <https://doi.org/10.3390/w14030372>
- Jin, H., Wu, Q.-B., & Romanovsky, V. E. (2021). Degrading permafrost and its impacts. *Advances in Climate Change Research*, 12(1), 1–5. <https://doi.org/10.1016/j.accr.2021.01.007>
- Jorgenson, M.T., Kanevskiy, M., Shur, Y., et al. (2015). Role of ground ice dynamics and ecological feedbacks in recent ice wedge degradation and stabilization. *J Geophys Res F Earth Surf*. doi:10.1002/2015JF003602

- Jorgenson, M. T., Racine, C. H., Walters, J. C., & Osterkamp, T. E. (2001). Permafrost degradation and ecological changes associated with a warming climate in central Alaska. *Climatic Change*, 48(4), 551–579.
<https://doi.org/10.1023/A:1005667424292>
- Jorgenson, M. T., Romanovsky, V., Harden, J., Shur, Y., O'Donnell, J., Schuur, E. A. G., Kanevskiy, M., & Marchenko, S. (2010). Resilience and vulnerability of permafrost to climate change. *Canadian Journal of Forest Research*, 40(7), 1219–1236. <https://doi.org/10.1139/X10-060>
- Jorgenson, M. T., and Y. Shur. (2007). Evolution of lakes and basins in northern Alaska and discussion of the thaw lake cycle, *J. Geophys. Res.*, 112, F02S17, [doi:10.1029/2006JF000531](https://doi.org/10.1029/2006JF000531)
- Kanevskiy, M., Shur, Y., Jorgenson, T., Brown, D. R. N., Moskalenko, N., Brown, J., Walker, D. A., Reynolds, M. K., & Buchhorn, M. (2017). Degradation and stabilization of ice wedges: Implications for assessing risk of thermokarst in northern Alaska. *Geomorphology (Amsterdam, Netherlands)*, 297, 20–42.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.09.001>
- Kieser, W. E., Zhao, X.-L., Clark, I. D., Cornett, R. J., Litherland, A. E., Klein, M., Mous, D. J. W., & Alary, J.-F. (2015). The André E. Lalonde AMS Laboratory – The new accelerator mass spectrometry facility at the University of Ottawa. *Nuclear Instruments & Methods in Physics Research. Section B, Beam Interactions with Materials and Atoms*, 361, 110–114. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2015.03.014>
- Klaus, J., & McDonnell, J. J. (2013). Hydrograph separation using stable isotopes: Review and evaluation. *Journal of Hydrology (Amsterdam)*, 505, 47–64.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.09.006>
- Koch, J. C., Jorgenson, M. T., Wickland, K. P., Kanevskiy, M., & Striegl, R. (2018). Ice wedge degradation and stabilization impact water budgets and nutrient cycling in Arctic trough ponds. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 123, 2604–2616. <https://doi.org/10.1029/2018JG004528>
- Kokelj, S. V., & Jorgenson, M. T. (2013). Advances in thermokarst research. *Permafrost and Periglacial Processes*, 24(2), 108–119. <https://doi.org/10.1002/ppp.1779>
- Kokelj, S. V., Jenkins, R. E. L., Milburn, D., Burn, C. R., & Snow, N. (2005). The influence of thermokarst disturbance on the water quality of small upland lakes, Mackenzie Delta region, Northwest Territories, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16, 343–353. <https://doi.org/10.1002/ppp.537>

- Kokelj, S. V., Lewkowicz, A. G. (1999). Salinization of permafrost terrain due to natural geomorphic disturbance, Fosheim Peninsula, Ellesmere Island. *Arctic*, 52, 372–385.
- Kokelj, S. V., Zajdlik, B., & Thompson, M. (2009). The impacts of thawing permafrost on the chemistry of lakes across the subarctic boreal-tundra transition, Mackenzie Delta region, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 20(2), 185–199. <https://doi.org/10.1002/ppp.641>
- Kokelj, S. V., Zajdlik, B., Thompson, M. S., & Jenkins, R. E. L. (2008). Thawing permafrost and temporal variation in the electrical conductivity of small tundra lakes, Mackenzie Delta region, N.W.T., Canada. In *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost (Vol. 2, pp. 965–970)*. Fairbanks, Alaska: Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks.
- Lacelle D., Fontaine, M., Forest, A. P., & Kokelj, S. (2014). High-resolution stable water isotopes as tracers of thaw unconformities in permafrost: A case study from western Arctic Canada. *Chemical Geology*, 368, 85–96. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.01.005>
- Lacelle D, Lauriol B, Clark ID, Cardyn R, Zdanowicz C. (2007). Nature and origin of a Pleistocene-age massive ground-ice body exposed in the Chapman Lake moraine complex, central Yukon Territory, Canada. *Quatern Res*, 68(2):249-260. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2007.05.002>
- Lacelle D, St-Jean M, Lauriol B, et al. (2009). Burial and preservation of a 30,000-year-old perennial snowbank in Red Creek valley, Ogilvie Mountains, central Yukon, Canada. *Quat Sci Rev*, 28(27–28): 3401-3413. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.09.013>
- Lapp, A., & Clark, I. D. (2015). *Seasonal Variability of Groundwater Contribution to Watershed Discharge in Discontinuous Permafrost in the North Klondike River Valley, Yukon*. University of Ottawa.
- Lewkowicz, A. G. (1994). Ice-wedge rejuvenation, fosheim peninsula, ellesmere Island, Canada. *Permafrost & Periglacial Processes*, 5(4), 251–268. <https://doi.org/10.1002/ppp.3430050405>
- Liljedahl, A. K., Boike, J., Daanen, R. P., Fedorov, A. N., Frost, G. V., Grosse, G., ... & Zona, D. (2016). Pan-Arctic ice-wedge degradation in warming permafrost and its influence on tundra hydrology. *Nature Geoscience*, 9(4), 312-318.

- Linhardt, T., Levy, J. S., & Thomas, C. K. (2019). Water tracks intensify surface energy and mass exchange in the Antarctic McMurdo Dry Valleys. *The Cryosphere*, 13(8), 2203-2219.
- Lyon, S. W., & Destouni, G. (2010). Changes in Catchment-Scale Recession Flow Properties in Response to Permafrost Thawing in the Yukon River Basin. *International Journal of Climatology*, 30(14), 2138–2145. <https://doi.org/10.1002/joc.1993>
- Mackay, J. R. (1974). Ice-wedge cracks, Garry Island, Northwest Territories. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 11(10), 1366–1383. <https://doi.org/10.1139/e74-133>
- Mackay, J. R. (1990). Some observations on the growth and deformation of epigenetic, syngenetic and anti-syngenetic ice wedges. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1(1), 15–29. <https://doi.org/10.1002/ppp.3430010104>
- Mackay, J. R. (1993). Air temperature, snow cover, creep of frozen ground, and the time of ice-wedge cracking, western Arctic coast. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30(8), 1720–1729. <https://doi.org/10.1139/e93-151>
- Mackay, J. R. (1995). Active layer changes (1968 to 1993) following the forest-tundra fire near Inuvik, N.W.T., Canada. *Arctic and Alpine Research*, 27, 323–336.
- Malone, L., Lacelle, D., Kokelj, S., & Clark, I. D. (2013). Impacts of hillslope thaw slumps on the geochemistry of permafrost catchments (Stony Creek watershed, NWT, Canada). *Chemical Geology*, 356, 38–49. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.07.010>
- McNamara, J. P., Kane, D. L., & Hinzman, L. D. (1997). Hydrograph separations in an Arctic watershed using mixing model and graphical techniques. *Water Resources Research*, 33(7), 1707-1719.
- McNamara, J. P., Kane, D. L., & Hinzman, L. D. (1999). An analysis of an arctic channel network using a digital elevation model. *Geomorphology*, 29(3-4), 339-353.
- Moore, R. D. (1989). Tracing runoff sources with deuterium and oxygen-88 during spring melt in a headwater catchment, southern Laurentians, Quebec. *Journal of Hydrology (Amsterdam)*, 112(1), 135–148. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(89\)90185-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(89)90185-6)
- Murseli, S., Middlestead, P., St-Jean, G., Zhao, X., Jean, C., Crann, C. A., Kieser, W. E., & Clark, I. D. (2019). The Preparation of Water (DIC, DOC) and Gas (CO₂, CH₄) Samples for Radiocarbon Analysis at AEL-AMS, Ottawa, Canada. *Radiocarbon*, 61(5), 1563–1571. <https://doi.org/10.1017/RDC.2019.14>

- Osterkamp, T. E. (2005). The recent warming of permafrost in Alaska. *Global and Planetary Change*, 49(3-4), 187-202.
- Paquette, M., Fortier, D., & Vincent, W. F. (2018). Hillslope water tracks in the High Arctic: Seasonal flow dynamics with changing water sources in preferential flow paths. *Hydrological Processes*, 32(8), 1077-1089.
- Ping, C. L., Jastrow, J. D., Jorgenson, M. T., Michaelson, G. J., & Shur, Y. L. (2015). Permafrost soils and carbon cycling. *Soil*, 1(1), 147–171.
<https://doi.org/10.5194/soil-1-147-2015>
- Plug, L. J., Werner, B. (2001). Fracture networks in frozen ground. *Journal of Geophysical Research*, 106, 8599–8613.
- Plug, L. J., Werner, B. (2002). Nonlinear dynamics of ice-wedge networks and resultant sensitivity to severe cooling events. *Nature*, 417, 929–933.
- Plug, L. J., and J. J. West (2009), Thaw lake expansion in a two-dimensional coupled model of heat transfer, thaw subsidence, and mass movement, *J. Geophys. Res.*, 114, F01002, doi:[10.1029/2006JF000740](https://doi.org/10.1029/2006JF000740).
- Pohl, S., Marsh, P., Onclin, C., & Russell, M. (2009). summer hydrology of a small upland tundra thaw lake: implications to lake drainage. *Hydrological Processes*, 23(17), 2536–2546. <https://doi.org/10.1002/hyp.7238>
- Reyes, F. R., & Lougheed, V. L. (2015). Rapid Nutrient Release from Permafrost Thaw in Arctic Aquatic Ecosystems. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 47(1), 35–48.
<https://doi.org/10.1657/AAAR0013-099>
- Romanovsky, V. E., Smith, S. L., & Christiansen, H. H. (2010). Permafrost thermal state in the polar Northern Hemisphere during the international polar year 2007–2009: a synthesis. *Permafrost and Periglacial processes*, 21(2), 106-116.
- Rushlow, C. R., & Godsey, S. E. (2017). Rainfall–runoff responses on Arctic hillslopes underlain by continuous permafrost, North Slope, Alaska, USA. *Hydrological processes*, 31(23), 4092-4106.
- Schuur, E. A. G., McGuire, A. D., Schädel, C., Grosse, G., Harden, J. W., Hayes, D. J., Hugelius, G., Koven, C. D., Kuhry, P., Lawrence, D. M., Natali, S. M., Olefeldt, D., Romanovsky, V. E., Schaefer, K., Turetsky, M. R., Treat, C. C., Vonk, J. E., & Organic geochemistry. (2015). Climate change and the permafrost carbon feedback. *Nature (London)*, 520(7546), 171–179.
<https://doi.org/10.1038/nature14338>

- Schwab, M. S., Hilton, R. G., Raymond, P. A., Haghypour, N., Amos, E., Tank, S. E., et al. (2020). An abrupt aging of dissolved organic carbon in large Arctic rivers. *Geophysical Research Letters*, 47, e2020GL088823. <https://doi.org/10.1029/2020GL088823>
- St-Jean, G. (2003). Automated quantitative and isotopic (¹³C) analysis of dissolved inorganic carbon and dissolved organic carbon in continuous flow using a total organic carbon analyser. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 17(5), 419–428. <https://doi.org/10.1002/rcm.926>
- Tank, S. E., Striegl, R. G., McClelland, J. W., & Kokelj, S. V. (2016). Multi-decadal increases in dissolved organic carbon and alkalinity flux from the Mackenzie drainage basin to the Arctic Ocean. *Environmental Research Letters*, 11(5), 054015. Retrieved from. <http://stacks.iop.org/1748-9326/11/i=5/a=054015>
- Ulrich, M., Grosse, G., Strauss, J., & Schirrmeister, L. (2014). Quantifying Wedge-Ice Volumes in Yedoma and Thermokarst Basin Deposits. *Permafrost and Periglacial Processes*, 25(3), 151–161. <https://doi.org/10.1002/ppp.1810>
- Van Everdingen, Robert O. (ed.) (1998). Multi-language Glossary of Permafrost and Related Ground-ice Terms, International Permafrost Association, Terminology Working Group, 222 p.
- Walvoord, M. A., & Striegl, R. G. (2007). Increased groundwater to stream discharge from permafrost thawing in the Yukon River basin: Potential impacts on lateral export of carbon and nitrogen. *Geophysical Research Letters*, 34(12), L12402–n/a. <https://doi.org/10.1029/2007GL030216>
- Walvoord, & Kurylyk, B. L. (2016). Hydrologic impacts of thawing permafrost; a review. *Vadose Zone Journal*, 15(6), 1–20. <https://doi.org/10.2136/vzj2016.01.0010>
- Webb, E. E., Liljedahl, A. K., Cordeiro, J. A., Loranty, M. M., Witharana, C., & Lichstein, J. W. (2022). Permafrost thaw drives surface water decline across lake-rich regions of the Arctic. *Nature Climate Change*, 12(9), 841–846. <https://doi.org/10.1038/s41558-022-01455-w>
- Wolfe, S. A., Kotler, E., & Nixon, M. F. (2000). Recent warming impacts in the Mackenzie Delta, Northwest Territories, and northern Yukon Territory coastal areas. *Current Research, Geological Survey of Canada Paper*, 2000-B1, 1–9.
- Woo, M.-K. (2012). *Permafrost hydrology*. Springer.

Yang, D. Q., Kane, D. L., Hinzman, L. D., Zhang, X. B., Zhang, T. J., & Ye, H. C. (2002).
Siberian Lena River hydrologic regime and recent change. *Journal of Geophysical
Research-Atmospheres*, 107(D23), 4692, <https://doi.org/10.1029/2002JD002542>

Annexe

Sommaire des données géochimiques des différentes variables analysées en laboratoire pour l'ensemble des sites échantillonnés en 2022 et 2023.

Tableau 1-A. Données des concentrations d'ions, de COD, de CID et des isotopes stables de l'eau pour l'ensemble des sites échantillonnées en 2022.

Jour Julien	Site	ID	Cl (ppm)	SO4 (ppm)	NO3 (ppm)	Ca (ppm)	Mg (ppm)	C COD (ppm)	C DIC (ppm)	Delta 2H	Delta 18O
152	1	EC-6-1	0,131	69,98	-0,01	18,07	8,97	8,31	9,3	-189,1	-23,4
159	1	EC-6-2	0,179	151,3	0,50	30,01	16	2,57	8,9	-199,0	-25,4
209	1	EC-6-3	0,131	300,1	0,24	50,13	26,1	1,09	14	-188,9	-24,2
152	2	EC-5-1	0,158	29,59	0,04	15,35	6,35	9,53	9	-211,6	-26,7
159	2	EC-5-2	0,305	62,23	0,36	22,64	9,30	4,35	11,4	-202,6	-25,5
209	2	EC-5-3	0,517	119,9	0,3	37,94	14,6	1,32	19,4	-186,0	-23,5
152	3	EC-3-1	0,61	8,89	0,14	6,41	1,26	12,9	3,7	-211,6	-26,6
154	3	EC-3-2	0,10	19,34	-0,01	10,40	1,79	13,1	4,4	-214,0	-27,6
155	3	EC-3-3	0,11	25,32	0,09	12,45	2,11	12,7	4,5	-203,9	-25,8
156	3	EC-3-4	0,10	32,68	0,04	15,59	2,59	11,8	5,4	-203,7	-25,8
158	3	EC-3-5	0,13	39,52	0,09	17,76	2,92	12,7	5,4	-199,8	-25,2
209	3	EC 3-6	1,63	109,7	0,78	55,51	12,2	0,8	4,1	-185,5	-23,9
152	4	EC-4-1	0,15	0,07	0,04	2,00	0,87	13,9	2,6	-212,5	-26,4
154	4	EC-4-2	0,11	0,15	0,04	2,28	0,96	16,1	2,3	-206,8	-26,0
155	4	EC-4-3	0,27	0,42	0,15	2,29	0,97	16,2	2,3	-207,4	-26,1
156	4	EC-4-4	0,32	0,23	0,11	2,31	0,98	19,6	2,1	-202,1	-25,2
158	4	EC-4-5	0,15	0,15	0,27	2,37	0,98	19,3	2,0	-200,0	-24,9
209	4	EC-4-6	0,69	0,72	0,13	5,43	2,30	24,1	3,1	-176,3	-22,0

Tableau 2-A. Données des concentrations d'ions, de COD, de CID et des isotopes stables de l'eau pour les sites 1,2 et 3 échantillonnées en 2023.

Jour Julien	Site	ID	Cl (ppm)	SO4 (ppm)	NO3 (ppm)	Ca (ppm)	Mg (ppm)	C COD (ppm)	C DIC (ppm)	Delta 2H	Delta 18O
153	3	3-06-02-23	0,08	33,80	0,10	17,36	2,69	13,57	6,60	-184,4	-23,3
154	3	3-06-03-23	0,10	38,28	0,09	19,34	3,00	10,16	6,79	-177,5	-21,5
155	3	3-06-04-23	0,67	42,49	0,19	22,00	3,35	NA	NA	-179,7	-22,9
156	3	3-06-05-23	0,13	42,40	0,13	24,05	3,70	9,57	9,45	-179,3	-22,6
158	3	3-06-07-23	0,32	56,96	0,19	31,39	4,62	7,77	11,59	-179,9	-22,8
188	3	3-07-07-23	0,49	41,14	0,40	41,23	6,09	NA	NA	-175,0	-22,5
189	3	3-07-08-23	0,23	40,66	0,41	43,65	6,60	12,57	17,86	-175,4	-22,4
190	3	3-07-09-23	0,12	42,33	0,28	36,52	6,96	NA	NA	-174,5	-21,8
191	3	3-07-10-23	0,31	42,26	0,41	37,02	7,05	12,37	20,34	-175,0	-21,9
153	2	2-06-02-23	0,73	102,2	0,37	33,67	13,97	6,51	16,47	-184,4	-23,1
154	2	2-06-03-23	0,59	96,17	0,43	34,97	14,02	4,05	17,46	-182,4	-23,3
155	2	2-06-04-23	2,66	101,6	0,45	37,84	15,10	NA	NA	-184,0	-23,5
156	2	2-06-05-23	0,99	104,5	0,38	37,28	15,06	2,66	18,93	-180,9	-22,8
158	2	2-06-07-23	0,35	87,96	0,34	32,13	12,78	1,87	15,49	-183,9	-23,6
188	2	2-07-07-23	0,97	67,88	0,54	40,17	15,21	NA	NA	-179,0	-22,8
189	2	2-07-08-23	0,57	68,69	0,42	41,01	15,30	3,07	17,55	-178,8	-22,7
190	2	2-07-09-23	0,60	70,39	0,50	40,75	15,47	NA	NA	-178,7	-22,4
191	2	2-07-10-23	0,94	69,50	0,53	40,54	15,46	3,60	17,33	-178,8	-22,6
153	1	1-06-02-23	0,21	189,5	0,24	37,56	21,97	NA	NA	-183,5	-23,0
154	1	1-06-03-23	0,17	189,4	0,23	39,99	21,19	5,20	12,94	-182,2	-23,4
155	1	1-06-04-23	0,44	173,2	0,37	38,65	21,01	NA	NA	-179,7	-22,6
156	1	1-06-05-23	0,14	165,6	0,17	35,87	19,29	2,09	11,07	-181,2	-23,0
158	1	1-06-07-23	0,17	150,1	0,20	34,36	18,49	1,65	10,39	-180,1	-22,9
188	1	1-07-07-23	0,20	156,4	0,36	54,41	30,89	NA	NA	-178,1	-23,0
189	1	1-07-08-23	0,74	156,4	0,54	52,17	30,44	0,71	10,37	-178,0	-22,6
190	1	1-07-09-23	0,42	162,6	0,44	53,60	32,01	NA	NA	-177,4	-22,2
191	1	1-07-10-23	0,49	139,2	0,59	64,66	37,87	2,47	11,94	-178,2	-22,8
280	1	1-oct-23	0,60	235,1	0,72	55,22	21,42	1,94	20,52	-172,6	-21,8
91	TM	SNOW23	0,29	0,51	0,25	1,16	0,07	2,98	3,55	NA	NA
91	CL	SNOW23	0,13	0,14	0,15	0,62	0,00	0,24	1,94	NA	NA

Tableau 3-A. Données des concentrations d'ions, de COD, de CID et des isotopes stables de l'eau pour les sites 4A, 4B, 4C et 4D échantillonnées en 2023.

Jour Julien	Site	ID	Cl (ppm)	SO4 (ppm)	NO3 (ppm)	Ca (ppm)	Mg (ppm)	C COD (ppm)	C DIC (ppm)	Delta 2H	Delta 18O
153	4A	4A-06-02-23	9,5	0,1	0,3	0,02	0,2	19,95	1,80	-181,2	-22,5
154	4A	4A-06-03-23	9,0	0,5	0,6	0,02	0,4	21,34	2,54	-174,9	-21,7
155	4A	4A-06-04-23	44,6	0,1	0,2	0,02	0,2	NA	NA	-173,8	-21,6
156	4A	4A-06-05-23	11,7	0,5	0,3	0,02	0,4	20,01	2,69	-179,2	-22,5
157	4A	4A-06-06-23	18,1	0,1	0,5	0,02	0,2	NA	NA	-178,3	-22,3
158	4A	4A-06-07-23	13,4	0,2	0,6	0,02	0,2	19,78	2,48	-176,2	-22,1
159	4A	4A-06-08-23	17,3	0,8	0,3	0,02	0,5	18,97	1,90	-176,0	-22,0
187	4A	4A-07-06-23	17,3	0,2	0,2	0,03	0,1	22,11	3,19	-167,8	-21,0
188	4A	4A-07-07-23	19,8	0,6	0,3	0,03	0,3	NA	NA	-166,9	-20,9
189	4A	4A-07-08-23	18,5	0,1	0,5	0,03	0,1	24,20	3,31	-166,8	-20,6
190	4A	4A-07-09-23	18,7	0,4	0,2	0,03	0,2	NA	NA	-165,6	-20,0
191	4A	4A-07-10-23	22,3	0,4	0,2	0,03	0,2	23,72	3,99	-166,3	-20,4
154	4B	4B-06-03-23	8,1	0,7	3,1	0,02	0,1	19,87	2,46	-180,1	-22,9
155	4B	4B-06-04-23	12,0	0,9	0,2	0,02	0,4	NA	NA	-178,4	-22,5
156	4B	4B-06-05-23	9,1	0,1	0,1	0,02	0,2	17,43	2,49	-180,2	-22,8
157	4B	4B-06-06-23	15,4	0,3	0,4	0,02	0,3	NA	NA	-175,6	-21,9
158	4B	4B-06-07-23	11,2	0,1	0,2	0,02	0,1	16,52	2,55	-177,9	-22,3
156	4C	4C-06-05-23	10,0	0,3	0,3	0,02	0,3	17,05	2,72	-175,9	-21,7
157	4C	4C-06-06-23	16,6	0,1	0,3	0,02	0,2	NA	NA	-178,3	-22,5
158	4C	4C-06-07-23	12,6	0,1	0,2	0,02	0,2	17,88	2,65	-177,5	-22,4
159	4C	4C-06-08-23	17,1	0,1	0,3	0,02	0,2	17,87	3,10	-177,9	-22,3
187	4C	4C-07-06-23	17,1	0,5	0,3	0,03	0,2	22,54	4,11	-172,5	-22,1
188	4C	4C-07-07-23	17,7	0,2	0,1	0,03	0,1	NA	NA	-172,7	-22,2
189	4C	4C-07-08-23	18,6	0,2	0,2	0,03	0,1	22,52	4,66	-171,8	-22,0
190	4C	4C-07-09-23	18,8	0,2	0,1	0,04	0,1	NA	NA	-173,2	-21,9
191	4C	4C-07-10-23	22,8	0,2	0,1	0,04	0,1	22,95	5,12	-171,1	-21,7
280	4C	4C-oct-2023	NA	1,4	2,0	0,05	1,0	26,20	5,36	-166,7	-21,2
159	4D	4D-06-08-23	10,4	0,2	0,2	0,02	0,2	18,56	2,48	-176,9	-22,4
187	4D	4D-07-06-23	NA	0,2	0,2	0,02	0,2	25,05	3,74	-171,6	-22,0
188	4D	4D-07-07-23	14,1	0,3	0,3	0,03	0,1	NA	NA	-171,9	-22,3
189	4D	4D-07-08-23	15,3	0,3	0,1	0,03	0,2	26,61	6,42	-172,0	-21,8
190	4D	4D-07-09-23	14,7	0,3	0,1	0,03	0,2	NA	NA	-171,1	-21,5
191	4D	4D-07-10-23	16,7	0,2	0,2	0,03	0,1	28,03	4,83	-170,4	-21,5
280	4D	4D-oct-23	NA	0,7	0,6	0,03	0,4	34,63	5,37	-165,7	-21,0