

Université de Montréal

**Les lithaleses : étude d'un pergélisol marginal en dégradation  
dans la vallée A'äy Chù, au Sud-Ouest du Yukon**

*Par*

Eva Thévenin

Département de Géographie, Faculté des Arts et des Sciences

Mémoire présenté en vue de l'obtention du grade de M.Sc.

en Géographie, recherche

Juin 2023

© Eva Thévenin, 2023

Université de Montréal

Département de Géographie, Faculté des Arts et des Sciences

---

*Ce mémoire intitulé*

**Les lithales : étude d'un pergélisol marginal en dégradation  
dans la vallée A'äy Chù, au Sud-Ouest du Yukon**

*Présenté par*

**Eva Thévenin**

*A été évalué par un jury composé des personnes suivantes*

**James King**

Président-rapporteur

**Daniel Fortier**

Directeur de recherche

**Julie Talbot**

Codirectrice

**Denis Lacelle**

Membre du jury

## Résumé

La vallée A'äy Chù est située au Sud-Ouest du Yukon dans le Parc National Kluane. Le pergélisol y est isolé et présent sous forme de lithales, retrouvées dans les milieux humides. La présente étude s'intéresse à ces formes périglaciaires afin de comprendre les conditions et processus de formation et conservation des lithales. Nous avons effectué huit forages sur deux sites, à l'est et à l'ouest de la vallée.

Notre étude cryostratigraphique des lithales incorpore des analyses sédimentaires, de cryostructure, de contenu en glace, d'ions majeurs et d'isotopes d'eau. Les lithales se sont développées sous le climat froid du Petit Âge Glaciaire, avec des conditions écosystémiques tel qu'un substrat gélif (silt, sable fin) couplé d'une forte disponibilité en eau. La végétation était composée de mousses, d'herbacées (*Carex spp.*) et de buissons (*Salix spp.*), formant un couvert organique poreux et isolant. Le pergélisol était d'une faible épaisseur jusqu'à 2,2 m de profondeur. Sept forages comportaient un talik de 21 à 48 cm d'épaisseur, et débutant dans le premier mètre de sol. Les cryostructures principales étaient lenticulaire et microlenticulaire. Aux sites 1 et 2, le contenu volumétrique en glace moyen était  $66,7 \% \pm 9,1$  et  $63,9 \% \pm 13,7$ , la glace en excès était responsable jusqu'à 61,3 % et 45,6 % de la hauteur des lithales. Plusieurs signes de dégradation (talik, ravinement, mares de thermokarst, remparts) indiquent un état mécanique et thermique instable. Une succession d'étés et d'hivers chauds pourraient d'abord faire balancer les lithales vers un état relique, puis vers un dégel final.

**Mots-clés** : pergélisol, lithalse, cryostratigraphie, glace de ségrégation, glace en excès, talik

## Abstract

The A'äy Chù valley in southwestern Yukon, Kluane National Park features isolated permafrost occurring in lithalsas formed in wetlands. We investigate these persistent permafrost features to understand the specific conditions and processes that allowed their formation and conservation. We drilled and sampled eight boreholes at two different sites, on the east and west sides of the valley.

The lithalsas were studied with a cryostratigraphic approach, with analyses of cryostructure, ice content, sediment characteristics, major ions, and water isotopes. Lithalsas developed during the colder climate of Little Ice Age due to ecosystem conditions that include a frost susceptible substrate composed of silt and fine sand coupled with high water availability. The vegetation cover was mainly moss, herbs (*Carex spp.*) and shrubs (*Salix spp.*) which formed a porous insulating cover. The permafrost body was thin with a maximum depth of 2,2 m. Seven boreholes had a talik 21 to 48 cm thick, starting within the first meter of soil. The cryostructures were mainly lenticular and microlenticular. The average volumetric ice content was 66,7 %  $\pm$ 9,1 at Site 1 and 63,9 %  $\pm$ 13,7 at Site 2. The average excess ice content accounts for up to 61,3% and 45,6% of the height of lithalsas, at Site 1 and 2. Many signs of permafrost degradation (talik, gullies, thermokarst ponds, ramparts) indicate an unstable thermal and mechanical state. A succession of warm summers and winters could make the lithalsas balance towards a relic state first then to final thaw.

**Keywords** : permafrost, lithalsa, cryostratigraphy, segregated ice, excess ice, talik

# Table des matières

Résumé .....	3
Abstract .....	4
Table des matières .....	5
Liste des tableaux .....	8
Liste des figures .....	9
Liste des sigles et abréviations .....	12
Remerciements .....	14
Chapitre 1 – Introduction générale.....	15
1. Mise en contexte.....	15
2. Revue de littérature et concepts fondamentaux.....	17
2.1. Pergélisol et concepts associés.....	17
2.2. Éléments de contrôle sur le pergélisol discontinu à sporadique .....	22
2.3. Glace de sol.....	25
2.4. Les lithalses.....	30
2.5. Changements climatiques et pergélisol.....	36
3. Site d'étude.....	39
3.1 Climat.....	40
3.2 Végétation .....	40
3.3 Physiologie et géologie .....	41
3.4 Dépôts de surface .....	41
3.5 Cryosphère .....	42
3.6 Hydrologie .....	44

3.7	Processus éoliens .....	45
4.	Question de recherche et objectifs .....	46
Chapitre 2 – Article scientifique .....		48
1.	Abstract .....	48
2.	Introduction .....	49
3.	Study site .....	51
4.	Methodology .....	53
4.1	Field methods.....	53
4.2	Laboratory analyses .....	54
5.	Results .....	56
5.1	Sites characteristics.....	56
5.2	Cryostratigraphy .....	57
5.3	Geochemistry .....	64
6.	Discussion .....	67
6.1	Azonal permafrost conditions and the growth of lithalsas in the A'äy Chù valley .....	67
6.2	Recent degradation of the lithalsas: towards a final thaw ?.....	71
6.3	Conceptual model of the lithalsa development.....	72
7.	Conclusion.....	75
8.	Acknowledgements .....	76
Chapitre 3 – Discussion générale .....		77
1.	Retour sur le travail de recherche.....	77
2.	Implications et retombées du projet .....	80
Chapitre 4 – Conclusion générale .....		82
Références bibliographiques .....		84
Annexes.....		103

Appendix 1 ..... 103  
Appendix 2 ..... 104  
Appendix 3 ..... 105  
Appendix 4 ..... 110  
Appendix 5 ..... 111  
Appendix 6 ..... 112  
Appendix 7 ..... 113  
Appendix 8 ..... 114

## Liste des tableaux

<b>Tableau 1</b> - Classification des cryostructures (tiré de Stephani et al., 2010, à partir de Murton et al., 1994).....	28
<b>Table 1</b> - Ice characteristics of individual boreholes and sites : gravimetric water content, volumetric ice content, excess ice content, ice saturation ratio. ....	58
<b>Table 2</b> - Sediment characteristics: grain sizes, soil density, dry bulk density, porosity, organic matter content, pH, electrical conductivity. ....	60
<b>Table 3</b> - Dimensions of the lithalsas: length, width, height, and slope angle of the lithalsas, based on field measurements and drone photogrammetry. ....	103



## Liste des figures

<b>Figure 1</b> - Site d'étude : vallée A'ây Chù et les zones de pergélisol avec le pourcentage de sol qu'il représente. ....	16
<b>Figure 2</b> - (A) Pergélisol, couche active et différents types de taliks. (B) Régime thermique typique d'un pergélisol (modifiée de French, 2017 d'après Ferrians et al., 1969). ....	18
<b>Figure 3</b> - Modèle conceptuel du pergélisol à trois couches, coupe transversale (modifiée de French, 2017, d'après Murton, 2013). ....	19
<b>Figure 4</b> - Carte de distribution du pergélisol (tirée de Brown et al., 1997) .....	20
<b>Figure 5</b> - Formation de (A) pergélisol épigénétique et (B) syngénétique (tirée de Murton, 2013, modifiée de French et Shur, 2010). ....	21
<b>Figure 6</b> - Exemples de cryostructures : (A) microlenticulaire (échelle en cm), (B) réticulée (crayon pour l'échelle), (C) suspendue (haut de carotte) puis réticulée avec main pour l'échelle, (D) suspendue avec échelle en cm (tirée de Fortier et al. 2012; French et al., 2010; Paquette et al., 2022). ....	28
<b>Figure 7</b> - Buttes cryogènes de type lithalse (gauche), Great Slave Lake, Territoires du Nord-Ouest et palse (droite), Islande (tirées de Gaanderse et al., 2018; Emmert et Kneisel, 2021) .....	30
<b>Figure 8</b> - Lentilles de glace dans un plateau de lithalse au Nord du Québec. Couche active (1), couche riche (2) puis pauvre (3) en glace. Lentilles (4) de plus en plus épaisses avec la profondeur (tirée de Pissard, 2002, adaptée de Allard et al., 1996). ....	33
<b>Figure 9</b> - (A) Exemple d'une formation conceptuelle d'une lithalse dans les Territoires du Nord-Ouest, suivant la déposition de sédiments glacio-lacustres (a), lacustres (b, c), puis l'exposition de ces sédiments (d), croissance de lithalses avec formation des lentilles de glace (e à h) (tirée de Gaanderse, 2015). (B) Modèle conceptuel de formation d'une palse et de son cœur de glace de ségrégation (tirée de Seppälä, 2010). ....	34
<b>Figure 10</b> - Hypothèse présentant la croissance latérale des lithalses, t1 désignant le début de la formation de la lithalse qui se poursuit jusqu'à t5 (tirée de Pissart et al., 2011). ....	34
<b>Figure 11</b> - Subsidence du sol suite au dégel de lithalses, les bourrelets périphériques (« ramparts ») sont bien visibles, Great Slave Lowlands, Territoires du Nord-Ouest (tirée de Gaanderse, 2015). ....	35

**Figure 12** - Évolution des températures du pergélisol, à la profondeur de l'amplitude annuelle nulle, par rapport à la période de référence 2008-2009, intervalle de confiance à 95% (tirée de Biskaborn et al., 2019).....37

**Figure 13** - Dégradation du pergélisol. (A) Lacs de thermokarst, île Bylot, Nunavut (tirée de Prèskienis et al., 2021); (B) Cratère Batagaika, Russie (tirée de Turetsky et al., 2019).....38

**Figure 14** - Zones de pergélisol dans le territoire du Yukon (adaptée de Smith et al., 2006).....43

**Figure 15** - Retrait du terminus du glacier Kaskawulsh (pointillés noirs), et évolution des lacs proglaciaires (pointillés jaunes) entre le 2000-07-09 et le 2016-07-04, images Landsat 7 et 8. A'äy Chù s'écoule vers le Nord (haut des images) et la rivière Kaskawulsh vers l'Est (adaptée de Shugar et al., 2017). Les flèches bleues symbolisent le changement de direction et de débit après le détournement des eaux de fonte du glacier. ....45

**Figure 16** – (A) Study area, in southwestern Yukon. (B) Study sites in KNP, in the A'äy Chù valley, in the distal zone of alluvial fans. (C) Site 1 and (D) Site 2: the drilled lithalsas A to D are contoured by colored dotted lines, and the triangles show the boreholes' location. The black dotted lines on lithalsas B and D are the longitudinal transects of thawed active layer measurements conducted in July and August 2021. ....51

**Figure 17** - VIC of each cryostructure of the lithalsas. The vertical lines are the full range of the data, and the points are the outliers. ....59

**Figure 18** - Cryostratigraphy of the boreholes in lithalsas A to D, with EIC, VIC and ice lens angle. The level of the unfrozen surrounding ground is shown. The calibrated <sup>14</sup>C of S1-2 are expressed in calendar age (cal AD). The borehole sections with black horizontal stripes in S1-3 and S1-4 were half frozen and half thawed cores. ....62

**Figure 19** - VIC (A) and maximum ice lens thickness (B) above and under the talik for all the boreholes. S1-6 did not have a talik. The thick horizontal lines represent the median, the vertical lines are the full range of the data and the points are the outliers. ....63

**Figure 20** - Major ions, GWC and depths in the boreholes.....65

**Figure 21** - (A) Stable water isotopes  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  with seasonal frost and surface water isotopic signature from the valley, and LMWL. (B)  $\delta^{18}\text{O}$ , D-excess and VIC in the boreholes' profiles. .66

**Figure 22** - Conceptual model of the lithalsa formation and evolution in the A'äy Chù valley. ..74

**Figure 23** - Topographic profiles of the lithalsas obtained with the drone DSM. The transects (left) correspond to the graphic profiles (right), presented in the same order and color. The roughness of

the profiles is the vegetation (shrubs *Salix spp.*), one example is shown in green on Profile 2. The faded color lines are the original topographic profiles and the bright color lines are the smoothed profiles. The black arrows and black dotted lines show the detected ramparts. .... 104

**Figure 24** - S1-1: borehole profile with studied variables, according to depth. .... 105

**Figure 25** - S1-2: borehole profile with studied variables, according to depth. .... 106

**Figure 26** - S1-3: borehole profile with studied variables, according to depth. .... 106

**Figure 27** - S1-4: borehole profile with studied variables, according to depth. .... 107

**Figure 28** - S1-5: borehole profile with studied variables, according to depth. .... 107

**Figure 29** - S1-6: borehole profile with studied variables, according to depth. .... 108

**Figure 30** - S2-1: borehole profile with studied variables, according to depth. .... 108

**Figure 31** - S2-2: borehole profile with studied variables, according to depth. .... 109

**Figure 32** - Thawed active layer measurements conducted in July (orange) and August (red), at lithalsas B and D. Triangles show the boreholes' location, which were not on the transect but within 2 m of distance. .... 110

**Figure 33** - Grain size of sediments: range of cumulated percentages for the particle diameter weight, the 8 boreholes combined. The middle red line is the average of cumulated percentages, and the grey ribbon is the standard deviation. X axis is displayed as a logarithmic scale. .... 111

**Figure 34** - Cryostructure distribution in the samples (A). Maximum ice lens thickness frequency in the lithalsas (B). .... 112

**Figure 35** - Thin sections of ice lenses. For each sample, the upper pictures are from the vertical plane, and the bottom ones are from the horizontal plane of the ice lens, with natural (left) and polarized (right) light. The small millimetric crystals are freeze-back artifacts that formed during the process of making the thin section. .... 113

**Figure 36** - Isotopes  $\delta^{18}\text{O}$  concentration above and under the talik. The vertical lines within the boxes represent the median, the horizontal lines are the full range of the data and the points are the outliers. .... 114

## Liste des sigles et abréviations

En français :

GES – Gaz à Effet de Serre

PAG – Petit Âge Glaciaire

En anglais :

ALT – Active Layer Thickness

CMN – Canadian Mountain Network

EIC – Excess Ice Content

GWC – Gravimetric Water Content

KNP – Kluane National Park

LIA – Little Ice Age

MAAT – Mean Annual Air Temperature

MAT – Mean Air Temperature

Si – Saturation Index

VIC – Volumetric Ice Content

*À Mirza-Hélène Deneuve,*

## Remerciements

Ces lignes de gratitude s'adressent à toutes les personnes qui ont contribué à la construction de ce projet, d'une façon ou d'une autre.

Les premiers remerciements vont naturellement à Daniel Fortier, mon directeur de recherche, sans qui je ne serais jamais arrivée jusqu'ici. Durant ces quelques années, depuis un travail dirigé au baccalauréat jusqu'à cette fin de maîtrise, Dan m'a épaulée et offert l'occasion de vivre de nombreuses expériences alpines et nordiques. Merci pour toutes ces connaissances intarissables que tu partages avec passion. Merci pour ton soutien inconditionnel et humain, du début jusqu'à la fin.

Je remercie également Julie Talbot ma co-directrice, pour les relectures, les conseils précis, mais aussi pour les petits mots de soutien et le regard humain, qui peuvent suffire à adoucir les moments difficiles.

Merci à James King pour toute l'organisation et la coordination du projet CMN.

Samuel Gagnon tu as ma gratitude, car ce projet n'aurait pas été le même sans toi, ton expérience de terrain, tes idées, ton endurance, mais aussi sans ton pain ni tes pizzas (kâw !). Je remercie également Daniel Bellamy, pour l'organisation d'un terrain en temps de pandémie, entre espoir et désespoir, ainsi que pour son aide multiple et indispensable sur le terrain. Merci à Benny, Émile, Felicity, Donkey, Bapt pour votre assistance sur le terrain, et à toute la bande d'Outpost pour ces moments inoubliables. Merci à Sian et Sherpal pour le bon déroulement du séjour à la merveilleuse Outpost Station.

Je remercie mon père, ma mère, ma famille qui m'ont patiemment soutenue dans cette aventure presque sans fin, et ce malgré la distance physique que j'ai mise entre nous. Merci à ma petite famille du 4389, ici et ailleurs, pour vos encouragements, nos soupers, votre amitié, et surtout, « merci d'exister ». Finalement, merci à toi KD, pour tout.

# Chapitre 1 – Introduction générale

## 1. Mise en contexte

Au cours des dernières décennies, la température du pergélisol a augmenté quelle que soit sa localisation dans le monde (Biskaborn et al., 2019). Le terme pergélisol désigne tout sol dont la température demeure inférieure ou égale à 0 °C pendant un minimum de deux années consécutives (Permafrost Subcommittee, 1988). Le réchauffement du pergélisol peut mener jusqu'à son dégel (> 0 °C) et à la libération du carbone qu'il contient dans l'atmosphère, ce qui lui conférerait un statut de source et non plus de puits de carbone dans les régions concernées (French, 2017; Post et al., 2019). Actuellement, les régions périglaciaires stockent ~1300 Pg de carbone organique de sol dont près des deux tiers sont contenus dans le pergélisol (Hugelius et al., 2014).

La communauté scientifique cherche activement à mesurer l'ampleur de la quantité de carbone pouvant rejoindre l'atmosphère en raison du dégel du pergélisol (e.g. Mu et al., 2020; Schuur et al., 2015; Tarnocai et al., 2009; Turetsky et al., 2019). Cette boucle de rétroaction positive mènerait à une plus grande accélération du réchauffement que ce qui est aujourd'hui énoncé dans les rapports du GIEC, et ce, en plus de l'augmentation des températures de l'air déjà quatre à cinq fois plus vive dans les hautes latitudes que dans le reste du monde (AMAP, 2017; Post et al., 2019; Rantanen et al., 2022; Turetsky et al., 2019). Les conséquences du réchauffement sont réelles en milieu arctique, avec des retombées directes environnementales, économiques et sociales sur les populations locales, mais aussi sur l'ensemble du système planétaire (AMAP, 2017).

Afin d'appréhender la réponse complexe du pergélisol dans ce contexte, il convient de prendre en compte les facteurs géophysiques et biologiques qui interagissent avec celui-ci. Par exemple, certains processus viennent mitiger le réchauffement du pergélisol telle que la teneur en glace. Cette dernière est une variable incontournable en géomorphologie périglaciaire. Un contenu en glace élevé renforce la résistance thermique du pergélisol, du fait de sa chaleur latente (French, 2017; Shur et al., 2005). Néanmoins, son dégel modifie la morphologie du paysage et mène à des conditions d'humidité nouvelles (Biskaborn et al., 2019; Turetsky et al., 2019). Le dégel du pergélisol peut mener à une saturation en eau du sol nouvellement dégelé, créant des conditions anaérobiques qui modifient alors le mode de décomposition du carbone organique présent dans le

sol (Treat et al., 2015). La production de méthane ( $\text{CH}_4$ ), un puissant gaz à effet de serre, est intensifiée lorsque le sol devient inondé en permanence ou périodiquement (Schuur et al., 2015; Treat et al., 2015).

La glace de sol est ainsi au cœur des études actuelles dans le domaine. Elle fait notamment l'objet de construction cartographique en vue de préciser les modèles climatiques et mieux prévoir les quantités de carbone libérées dans l'atmosphère après le dégel du pergélisol (Brown et al., 1997; Heginbottom et al., 1995; O'Neill et al., 2019). Dans cette lignée, le présent travail s'intéresse à la glace de sol à la jonction entre les zones de pergélisol discontinu et sporadique, dans des lithalses, buttes cryogènes, au Sud-Ouest du Yukon, au Canada (Figure 1).



**Figure 1** - Site d'étude : vallée A'ăy Chù et les zones de pergélisol avec le pourcentage de sol qu'il représente.

Dans le fond de la vallée A'ăy Chù, le pergélisol est isolé et contenu dans des zones spécifiques telles que les glaciers rocheux (Harris et al., 1994; Rampton, 1981), la glace de glacier enfouie dans la moraine terminale du glacier Kaskawulsh (Denton et Stuiver, 1966) et dans les lithalses. Bien



que les paises et lithaleses en général aient fait l'objet de diverses publications, leur contenu en glace en excès n'est que très rarement mesuré. De plus, les lithaleses de la vallée A'äy Chù n'avaient auparavant jamais été documentées. Ainsi, ce projet cherche à caractériser les lithaleses sous le prisme de la cryostratigraphie, branche de la géocryologie, et ce, dans le but de comprendre les conditions qui ont permis le développement et la conservation contemporaine du pergélisol dans la vallée A'äy Chù.

## 2. Revue de littérature et concepts fondamentaux

### 2.1. Pergélisol et concepts associés

#### 2.1.1 Définitions

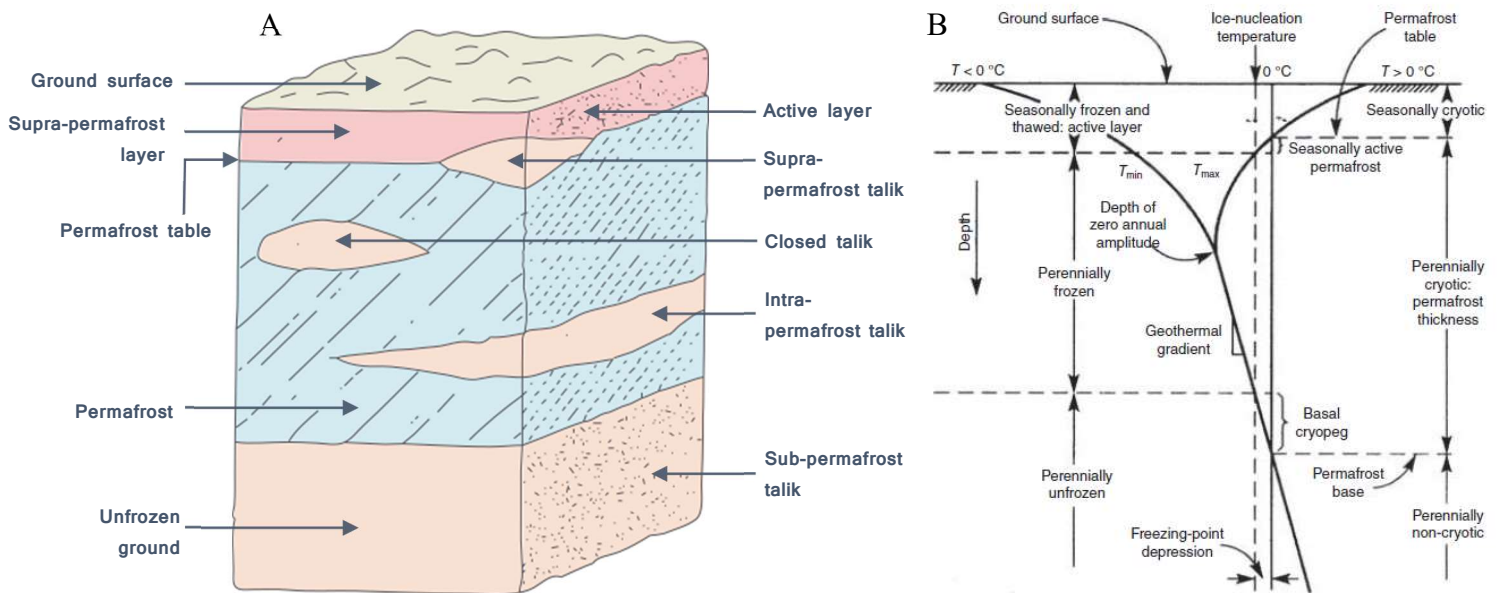
Le *pergélisol* est un état thermique, il désigne tout matériel terrestre, tels que la roche, le sol ou la matière organique, dont la température demeure inférieure à 0 °C pendant un minimum de deux années consécutives (Permafrost Subcommittee, 1988). La définition du pergélisol prend uniquement en compte la température du matériel, et non la présence de glace, d'eau liquide ou sa composition (Brown, 1970).

Le modèle classique du pergélisol le divise en deux parties : la *couche active* et le pergélisol. La couche active est la partie supérieure du sol, qui est en contact avec l'atmosphère (voir Figure 2.A). Sa température varie au cours de l'année, au rythme des saisons, en-dessous et au-dessus de 0 °C (Permafrost Subcommittee, 1988). Un bilan thermique négatif signifie que la surface du pergélisol perd plus de chaleur pendant les périodes de gel qu'elle ne gagne de chaleur pendant les périodes de dégel. Le bilan d'énergie annuel se résume en l'équation suivante (voir Eq. 1) :

$$[1] \quad Q^* = Q_h + Q_l + Q_G$$

Où  $Q^*$  constitue le rayonnement net, soit la différence entre le flux d'énergie entrant à la surface du sol et le flux d'énergie sortant (longues et courtes longueurs d'ondes),  $Q_h$  et  $Q_l$  correspondent respectivement aux flux de chaleur sensible et latente, donc au transfert de chaleur convectif par les masses d'air au-dessus de la surface et  $Q_G$  se définit par la conduction de chaleur dans le sol (Pogliotti, 2011).

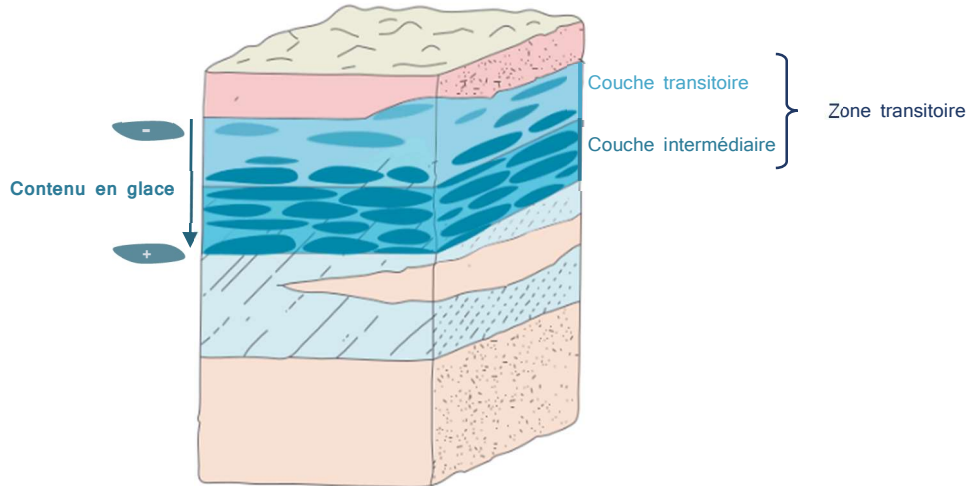
Le plafond du pergélisol se situe donc à la profondeur où la température maximale atteinte dans l'année est inférieure ou égale à 0 °C, comme l'illustre la Figure 2.B (Dobinski, 2011; van Everdingen, 1998). Le niveau le plus bas du pergélisol se situe à la profondeur où la chaleur géothermique augmente la température du sol ou de la roche à plus de 0 °C (French, 2017). La profondeur à laquelle les variations annuelles de température ne sont plus décelables s'appelle la profondeur d'amplitude nulle (*zero annual amplitude*). Le pergélisol peut contenir un *talik*, ce qui désigne une poche ou une couche qui demeure non-gelée en zone de pergélisol. Le talik peut être supra-, intra- ou sub-pergélisol, selon qu'il soit respectivement au-dessus, dans ou sous le corps de pergélisol (voir Figure 2.A). Le talik peut subsister pour des raisons de couverture de surface limitant le refroidissement de sol, comme la présence d'un lac ou d'un bâtiment, ou à cause de caractéristiques propres au substrat telles qu'une forte teneur en sel ou une granulométrie fine (French, 2017).



**Figure 2** - (A) Pergélisol, couche active et différents types de taliks. (B) Régime thermique typique d'un pergélisol (modifiée de French, 2017 d'après Ferrians et al., 1969).

Un modèle plus complet que le classique, aujourd'hui admis dans la littérature en géocryologie intègre une zone tampon intermédiaire (voir Figure 3), dite *zone transitoire*, entre la couche active qui dégèle saisonnièrement et le pergélisol qui demeure gelé (Bockheim et Hinkel, 2005). Dans cette zone, la couche active s'approfondit épisodiquement suivant les variations climatiques sur moins d'une décennie jusqu'à plusieurs centaines d'années (Bockheim et Hinkel, 2005; Shur et al., 2005). La zone transitoire fait partie de la couche active lorsque celle-ci s'approfondit, et

alternativement, elle fait partie du pergélisol lorsque la couche active est plus mince. Elle constitue donc une couche tampon entre la couche active et le plafond du pergélisol, avec une haute teneur en glace caractéristique - hors des déserts polaires - (French, 2017; Shur et al., 2005).



**Figure 3** - Modèle conceptuel du pergélisol à trois couches, coupe transversale (modifiée de French, 2017, d'après Murton, 2013).

La partie supérieure de la zone intermédiaire est nommée *couche transitoire*, elle comporte une masse de glace jusqu'à 80% plus élevée que la couche active gelée ; la partie inférieure se nomme *couche intermédiaire* (Bockheim et Hinkel, 2005; Murton, 2013). Quand la couche active dégèle, la conductivité hydraulique augmente, favorisant l'infiltration de l'eau de fonte de la glace qu'elle contenait et de l'eau de fonte de la neige jusqu'au sol gelé, à savoir le haut de la couche transitoire imperméable. L'eau gèle alors et augmente progressivement le contenu en glace de la couche transitoire (Bockheim et Hinkel, 2005; Mackay, 1983). Cette dernière s'enrichit également par cryosuccion de l'eau non-gelée présente dans le pergélisol, vers le front de gel (Arenson et al., 2008; Fisher et al., 2020; Lacelle et al., 2022). Quelques décennies peuvent suffire à obtenir un pergélisol riche en glace dans la zone transitoire, selon la température du pergélisol, la chimie de l'eau (e.g. salinité), ou encore le type de sol (Fisher et al., 2020; Lacelle et al., 2022).

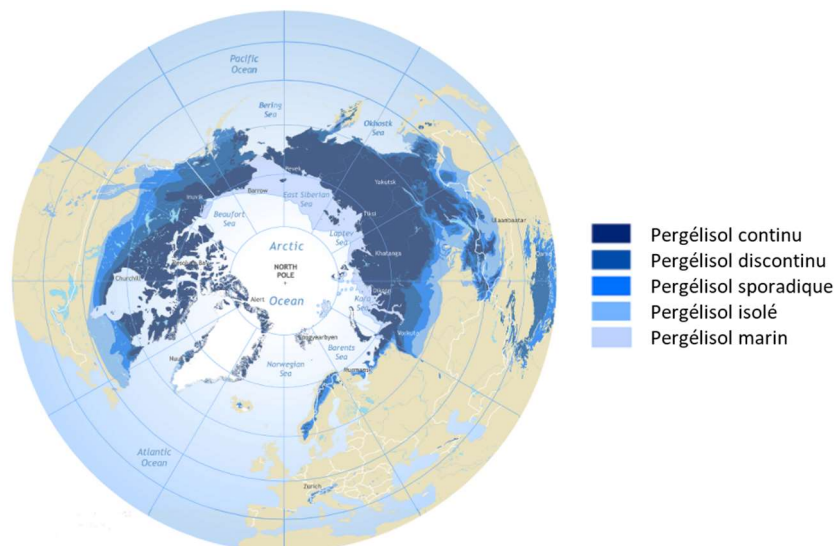
La conceptualisation de cette zone permet d'expliquer les dynamiques de pergélisol sur le long-terme (Shur et al., 2005). Riche en glace, elle protège le pergélisol des fluctuations climatiques de faible amplitude, du fait de la chaleur latente (Bockheim et Hinkel, 2005; Shur et al., 2005). Le contenu en glace de la zone transitoire dépend néanmoins de la disponibilité en eau. Dans les déserts polaires tels que dans certaines régions d'Antarctique, la rareté de l'eau limite la formation

de glace de sol dans le pergélisol, la couche transitoire y est alors très pauvre en glace (Murton, 2013).

### 2.1.2 Formation et évolution du pergélisol

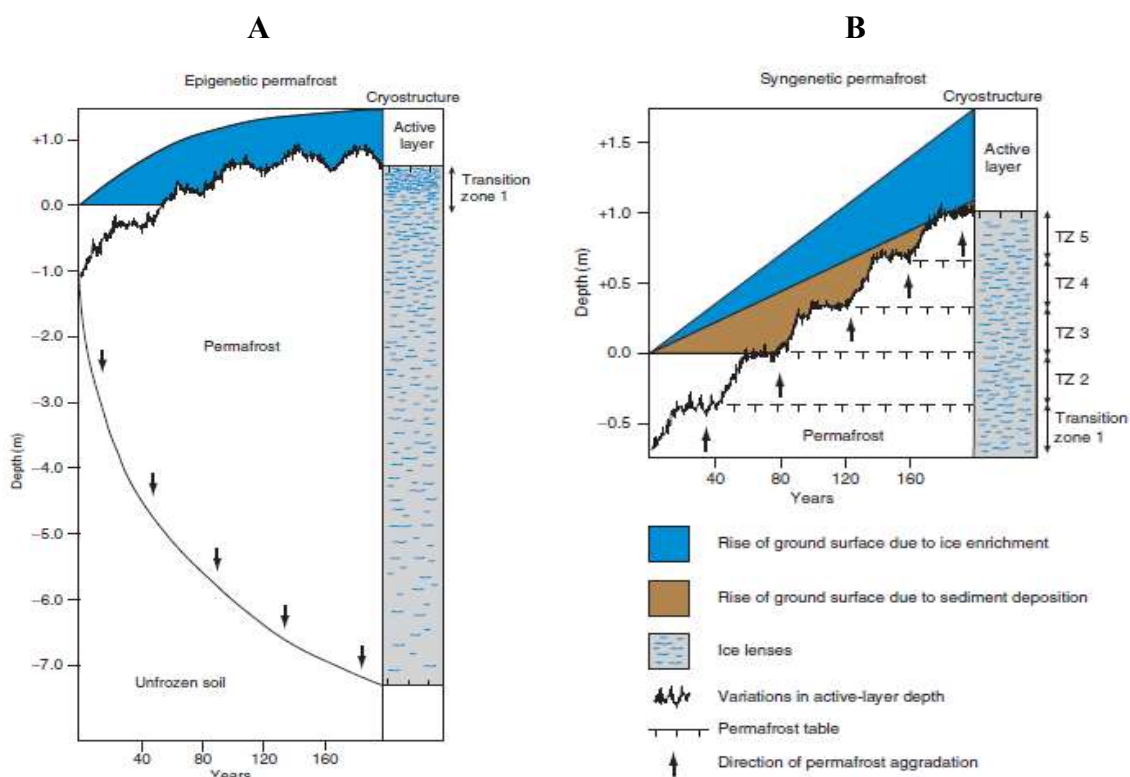
Le pergélisol se serait formé à partir du Pléistocène, au début du Quaternaire, il y a plus de deux millions d'années, dans les zones *péri*-glaciaires (French, 2017). Ces espaces autour des glaciers, aujourd'hui en zone tempérée, étaient alors exposés à de très froides températures, entraînant le gel du sol ainsi qu'une forte action du froid. Plus récemment, le Petit Âge Glaciaire (PAG), entre le XIV<sup>ème</sup> et le début du XIX siècle, a permis des conditions climatiques favorables à un refroidissement du sol (Juliussen et Humlum, 2007). À la suite de cette période, certaines régions tel que le Haut Arctique conservent un pergélisol contemporain et actif, qui se maintient voire s'aggrave avec les conditions climatiques actuelles. À l'inverse, d'autres régions hébergent un pergélisol hérité du PAG qui est plutôt relique et en dégradation (Biskaborn et al., 2019; French, 2017).

Le pergélisol caractérise donc les milieux périglaciaires, autrement dit les environnements dont les processus et les formes de paysage sont spécifiques aux climats froids, et qui ne dépendent pas de processus glaciaires (French, 2017). À l'échelle de la planète, le pergélisol se retrouve généralement en haute latitude mais aussi en haute altitude pour le pergélisol alpin, où les conditions climatiques polaires et alpines lui sont favorables. Sa distribution planétaire dépend essentiellement de la température de l'air et donc du climat (Etzelmüller et al., 1998). Selon le pourcentage de la surface terrestre recouverte par le pergélisol (voir Figure 4), celui-ci est dit continu (plus de 90%), discontinu (50 à 90%), sporadique (10 à 50%) et isolé (moins de 10%) (Brown et al., 1997).



**Figure 4** - Carte de distribution du pergélisol (tirée de Brown et al., 1997)

Il existe 3 types principaux de pergélisol selon le processus de gel du matériel. Le pergélisol *épigénétique* se développe dans un sol ou dans un matériel déjà existant (voir Figure 5.A). Le front de gel progresse en profondeur dans le matériel sous des conditions climatiques froides (French, 2017; French et Shur, 2010). Dans le cas du pergélisol *syngénétique*, celui-ci croît avec la sédimentation en surface, sous un climat froid. Le sol gèle suivant le rythme des dépôts sédimentaires en surface (voir Figure 5.B). Le niveau de la couche active augmente suivant le taux de sédimentation, de même que le plafond du pergélisol qui progresse vers la surface, dans le bas de la couche active. (French, 2017; French et Shur, 2010, 2010; Shur et al., 2005). Le pergélisol syngénétique comporte éventuellement des couches de matière organique, selon l’historique de végétation. Généralement l’épaisseur de ce type de pergélisol est de quelques mètres mais peut aller jusqu’à des dizaines de mètres dans le cas des yedomas (French et Shur, 2010). Lorsque les deux phénomènes susmentionnés se produisent pour un même pergélisol, ce dernier est dit *polygénétique*. C’est souvent le cas des pergélisols les plus épais (French, 2017). D’autres modes de formation de pergélisol peuvent être trouvés dans des conditions particulières. Par exemple un quatrième type de pergélisol dit *anti-syngénétique* se forme à partir de la surface du sol vers le front



**Figure 5** - Formation de (A) pergélisol épigénétique et (B) syngénétique (tirée de Murton, 2013, modifiée de French et Shur, 2010).

de pergélisol après modification des conditions de surface (e.g. glissement de terrain) dans un pergélisol préexistant (Mackay, 1990). Un cinquième type de pergélisol moins connu dit *antéogénétique*, se développe lorsque de la présence de glace prédate la formation de pergélisol, comme dans le cas de glace de glacier enfouie (Fortier et al., 2011).

Différents types de pergélisol peuvent également être distingués selon les conditions climatiques et écosystémiques dans lesquelles ils se forment puis sont préservés (Shur et Jorgenson, 2007). En zone de pergélisol continu, le pergélisol (1) « climatique » se développe dans un système simple en réponse au climat et à ses variations. Lorsque le pergélisol est (2) « climatique, modifié par l'écosystème » il se forme également en réponse aux variations du climat, mais les successions de végétation et l'accumulation de matière organique modifient ses propriétés (e.g. profondeur de couche active, contenu en glace). Il est alors en balance avec le climat mais aussi avec les conditions écosystémiques de son environnement. En zone de pergélisol discontinu, un pergélisol (3) « climatique, protégé par l'écosystème » se forme de la même façon que le précédent, mais l'écosystème actuellement en place permet la conservation du pergélisol face aux températures un peu plus chaudes du climat subarctique. Un pergélisol (4) « écosystémique », se forme grâce aux caractéristiques de la surface du sol comme l'épaisseur de la matière organique, la texture de sol ou entre autres le couvert de neige, sans que le climat subarctique ne provoque le dégel du sol. Une perturbation de cet écosystème supprimant les conditions favorables au maintien du pergélisol entraîne nécessairement le dégel par le haut de celui-ci. Enfin, un pergélisol (5) « protégé par l'écosystème » s'est formé par le passé grâce à des conditions climatiques favorables, et subsiste aujourd'hui sous un climat froid tempéré uniquement grâce à l'écosystème en place.

## **2.2. Éléments de contrôle sur le pergélisol discontinu à sporadique**

Le pergélisol dépend des conditions climatiques régionales pour se développer ou se maintenir. Néanmoins, en zone de pergélisol discontinu à sporadique, tel qu'en région subarctique, les conditions locales sont primordiales pour expliquer plus précisément la répartition du pergélisol, la variabilité de son épaisseur ou encore de son contenu en glace (French, 2017; Gray et Brown, 1979; Lewkowicz et al., 2012; Williams et Burn, 1996). Les caractéristiques à la surface du sol déterminent la conductivité thermique à l'interface sol/atmosphère, ainsi que l'exposition au rayonnement solaire, ce qui influence nécessairement le régime thermique du sol (Karunaratne et Burn, 2004). Ces conditions de surface font varier l'épaisseur de la couche active, mais aussi celle

de la couche transitoire, qui évolue également selon les fluctuations du bilan énergétique de surface (Bockheim et Hinkel, 2005).

### 2.2.1. Couvert neigeux

La neige est considérée comme l'un des facteurs critiques essentiels qui influencent le régime thermique du sol (Davesne et al., 2017; Gisnas et al., 2014; Isaksen et al., 2011; Ishikawa, 2003). Une épaisseur de neige hétérogène peut faire varier la température moyenne de la surface du sol jusqu'à 6 °C sur une même superficie de 0,5 km<sup>2</sup>, dépendamment des conditions de surface, de la redistribution par le vent ou encore de la sublimation (Davesne et al., 2017; Gisnas et al., 2014; Isaksen et al., 2011; Ishikawa, 2003). La neige, blanche et très poreuse, possède un albédo de surface élevé ainsi qu'une très faible conductivité thermique, ce qui lui octroie des propriétés isolantes pour le sol sous-jacent, en le protégeant des fluctuations de température de l'air à court terme (French, 2017; Ishikawa, 2003). Selon les sources et les sites étudiés, une épaisseur minimum de couvert neigeux comprise entre 60 et 80 cm est nécessaire pour limiter la perte hivernale de chaleur du sol, et donc pour être défavorable à l'aggradation du pergélisol (Brown, 1979; Gruber et Hoelzle, 2001; Juliussen et Humlum, 2007). Néanmoins d'autres propriétés sont à considérer, telle que la densité de la neige, qui peut être compactée par les fortes rafales de vent courantes en milieu montagneux, la microtopographie qui influence les schémas de déposition de la neige, ou la formation de givre de profondeur (Davesne et al., 2017; Mott et al., 2010). Les dates d'installation et de fonte de la neige ont également un impact conséquent sur la température de surface du sol. Une neige tardive en automne permet l'émission de flux radiatifs du sol puis son refroidissement avant l'installation de la couverture isolante neigeuse, et limite également la formation de givre de profondeur (Davesne et al., 2021; Ishikawa, 2003).

### 2.2.2. Matériel rocheux

Le régime thermique du sol est également affecté par le type de matériel en place. La conductivité thermique varie selon la lithologie de la roche-mère, mais aussi selon le type de matériel (Apaloo et al., 2012). Le matériel grossier qui se retrouve dans les champs de blocs, les coulées de blocs ou encore dans les glaciers rocheux fait diminuer la température moyenne annuelle de surface du sol en comparaison avec un matériel plus fin, ou un affleurement rocheux (Apaloo et al., 2012; Gorbunov et al., 2004). Ceci s'explique par la convection d'air en hiver qui favorise la perte de chaleur du sol sous-jacent. La différence de température entre une surface constituée de blocs

rocheux et un autre type de surface (e.g. sable grossier, till) peut être comprise entre 1,3 et 7,4 °C, selon les sites montagneux, comme dans les Alpes, en Norvège ou au Canada (Apaloo et al., 2012; Popescu et al., 2017).

### 2.2.3. Végétation et matière organique

L'occupation du sol par la végétation modifie assurément les transferts de chaleur entre l'atmosphère et le sol et peut faire évoluer les caractéristiques du pergélisol (Shur et Jorgenson, 2007). Lorsqu'elle est arborescente et arbustive la végétation est généralement défavorable au développement du pergélisol (French, 2017). Les arbres, les krummholzs et les buissons piègent la neige offrant une couche isolante (Gray et Brown, 1979). Néanmoins, la végétation alpine ou de tourbière, tels que la mousse, les herbacées ou les bryophytes diminue les gains annuels de chaleur du pergélisol. La structure physique d'une couche de végétation basse piège un volume d'air assez conséquent pour restreindre les gains de chaleur du sol en période estivale jusqu'à 20% (Chen et al., 2020; Yi et al., 2007). De plus, la présence de pergélisol sous le couvert végétal crée une couche imperméable, bloquant l'infiltration de l'eau. Le taux d'humidité et/ou les faibles températures ralentissent alors la décomposition de la matière organique, et favorise son accumulation (Williams et Burn, 1996). La tourbe accumulée forme une couche protectrice du pergélisol en été comme en hiver (Brown, 1979; Harris, 1987). En saison estivale, la tourbe de surface sèche par évaporation de l'eau qu'elle contient, la porosité du sol est alors essentiellement remplie d'air. La conductivité thermique de la tourbe sèche est plus faible que celle de la tourbe humide, faisant de cette première une couche isolante limitant les gains de chaleur du sol en période de dégel (Brown, 1979). En automne, le sol organique s'humidifie à nouveau avec les précipitations, l'eau contenue dans les pores gèle ensuite avec la diminution des températures hivernales. La glace ayant une très forte conductivité thermique favorise alors les pertes de chaleur durant l'hiver. La variation saisonnière de la conductivité thermique offre à la tourbe une température en moyenne plus froide que dans les sols alentours (Brown, 1979; Harden et al., 2006). Dans les sols organiques, la couche active est généralement plus mince que dans les sols minéraux d'un même site (Harris et Corte, 1992; Pavlov, 1998). L'épaisseur du couvert organique peut également faire varier la profondeur de la couche active ou même déterminer la présence ou absence d'un pergélisol (Harris, 1987; Williams et Burn, 1996). Ainsi, la présence de matière organique peut causer des anomalies allant à l'encontre du contexte climatique d'un site, en permettant une diminution localisée des températures de sol (Harris, 1987; Williams et Burn, 1996).



La forte variabilité des caractéristiques mentionnées à l'échelle locale rend l'épaisseur de la couche active très spatialement hétérogène. Selon la distribution de la neige par les vents, la microtopographie, la végétation, le contenu en matière organique du sol, la présence d'un corps d'eau ou encore l'historique des feux d'un site, la profondeur du plafond du pergélisol et sa température sont très variables (Apaloo et al., 2012; French, 2017; Harden et al., 2006; Yi et al., 2007).

### 2.3. Glace de sol

La glace est un élément important dans la compréhension du régime thermique du pergélisol, essentiellement en raison de la chaleur latente, qui lui confère un rôle protecteur du pergélisol sur le court terme (Brown et Romanovsky, 2008). La glace de sol peut provenir du gel de l'eau infiltrée dans le sol (Murton, 2013). L'eau de météorisation ou de fonte des neiges s'infiltré dans le sol ou la roche, via les pores, les fissures, ou toute ouverture, puis gèle dans le sol (French, 2017). La glace peut également être de la glace enfouie, provenant d'un glacier, de la mer, d'une rivière, de la neige, dont une fraction a été recouverte puis intégrée au pergélisol (Murton, 2013).

#### 2.3.1 Glace en excès et zero curtain effect

Lorsqu'un pergélisol est très riche en glace, on parle de *glace en excès* (%), qui est le volume de glace excédant le volume des pores d'un sol à l'état non gelé (Murton, 2013). La chaleur latente de la glace qui compose un pergélisol, notamment dans la zone transitoire, lui permet d'être moins sensible aux changements de températures sur le court terme, durant le *zero curtain effect* (Bockheim et Hinkel, 2005; Brown et Romanovsky, 2008; Harris et Corte, 1992; Shur et al., 2005). Effectivement, le *zero curtain effect* est l'effet selon lequel la température du pergélisol se stabilise à 0 °C tant que la chaleur latente s'accumule ou est libérée, jusqu'au changement de phase de l'eau contenue dans le matériel. Tant que ce seuil n'est pas atteint, l'ensemble du matériel est isotherme et reste à 0 °C (French, 2017). Pour atteindre son seuil de fusion, la glace doit accumuler 334 kJ d'énergie par kilogramme (Yershov, 2004). Plus un sol a un contenu en glace élevé, plus celui-ci doit accumuler d'énergie pour dégeler. Durant la période d'accumulation d'énergie, la température du sol ne se réchauffe ou ne se refroidit pas, ce qui augmente la stabilité et la résilience du pergélisol dans le temps (Brown et Romanovsky, 2008; Harris et Corte, 1992; Shur et al., 2005).

### 2.3.2. Types de glace

Quatre types de glace se distinguent selon leur processus de formation dans le sol. La *glace de pores* cristallise directement dans le sol, dans les pores entre les sédiments d'un sol, elle peut être visible ou non. L'eau liquide s'infiltré dans les pores, et gèle *in situ*. La glace forme alors un ciment qui maintient les particules de sol en place (Murton, 2013). Ce type de glace se trouve surtout dans la partie supérieure du pergélisol et dans la couche active (French, 2017).

La *glace ségréguée* se forme lorsque l'eau présente dans les pores du sol migre vers le front de gel. L'eau gèle au contact du front et forme peu à peu des lentilles de glace (French, 2017; Murton, 2013). Les lentilles sont épaisses de quelques millimètres à dizaines de mètres, leur longueur varie de quelques millimètres à des centaines de mètres. L'orientation des lentilles est perpendiculaire à la direction du front de gel (French, 2017; Murton, 2013). Les lentilles peuvent se produire en contexte de pénétration du front de gel, comme en automne et en hiver, ou bien avec la hausse du front de gel vers la surface, comme dans le cas d'un pergélisol syngénétique ou dans un pergélisol épigénétique avec un gel bidirectionnel de la couche active (French, 2017; Shur et al., 2005).

La *glace intrusive* est issue du gel de l'eau injectée par la pression d'un sol gelé. Elle se forme surtout à partir d'eau sous-terrainne, ou d'eau de rivière. L'eau s'introduit par pression dans un chemin préférentiel, comme une fissure préexistante ou par hydrofracturation et gèle dans ce conduit (French, 2017; Murton, 2013). La glace des sills et des pingos est un exemple de glace intrusive.

La *veine de glace* est de l'eau qui s'infiltré puis gèle dans les fissures et les fractures présentes à la surface du sol ou de la roche, issues de la contraction thermique et de la dilatation mécanique typiques de milieux périglaciaires. Lorsque le cycle se répète, la veine grossit jusqu'à devenir un coin de glace (French, 2017). Le réseau qui peut se former sur le long-terme construit des polygones à coins de glace.

Les types de glace détaillés ici se retrouvent dans les cryostructures développées par la suite. D'autres types de glace existent tels que les « *pool ice* » ou encore la *glace enfouie* (Coulombe et al., 2019; French, 2017).

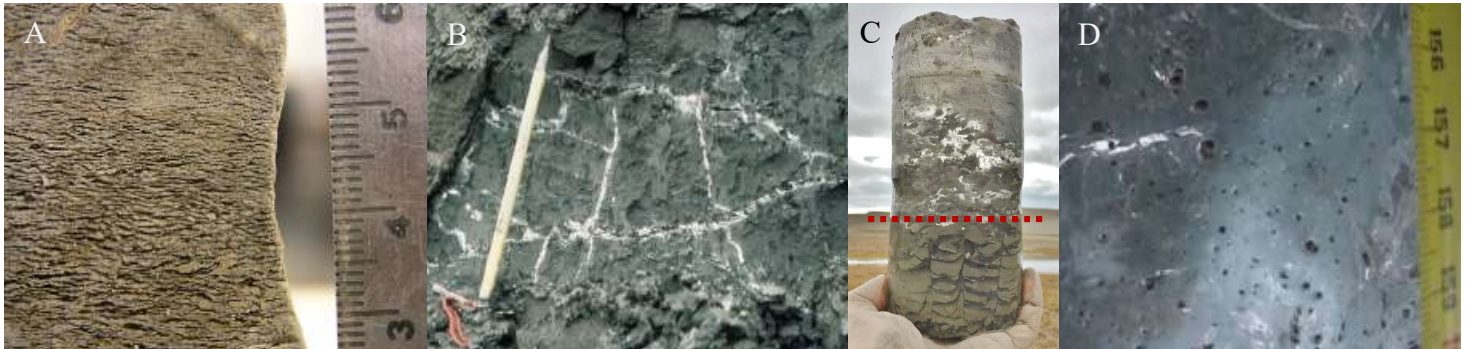
### 2.3.3. Cryostructure et cryostratigraphie de la glace de sol

La cryostructure est la façon dont la glace et le matériel rocheux consolidé ou meuble s'organisent dans le pergélisol, selon la quantité et la distribution de la glace (French et Shur, 2010; Murton, 2013). Le cryofaciès désigne alors les schémas formés par cet agencement, c'est donc le type de cryostructure (French et Shur, 2010; Stephani et al., 2010). La cryostratigraphie étudie l'étagement du pergélisol, elle identifie les types de glace dans le sol et leur relation avec les sédiments du sol, elle permet de reconstruire les processus de formation de la structure du pergélisol actuel (French, 2017; Kotler et Burn, 2000).

#### *Classification des cryostructures*

Les cryostructures sont décrites selon les propriétés de la glace, à savoir son épaisseur, sa forme ou encore sa structure horizontale/verticale, le degré de développement, ainsi que selon le type de sédiment dans lequel la glace se forme (Murton et French, 1994). Chaque site d'étude peut néanmoins présenter des schémas de cryostructures qui peuvent lui être propres. Shur et Jorgenson (1998) proposent une classification qui regroupe neuf cryostructures selon les critères énoncés plus tôt. Certaines sont présentées dans la Figure 6 et elles sont toutes compilées dans le Tableau 1, avec les épaisseurs de glace ainsi que le type de sédiment associé. La cryostructure *interstitielle* suit le même processus de formation que la glace de pores expliqué précédemment, elle est parfois nommée massive ou sans structure. Elle peut être visible ou non visible selon la taille des sédiments (Murton, 2013; Shur et Jorgenson, 1998; Stephani et al., 2010). Lorsque l'eau présente dans un sol riche en matière organique humide ou saturé gèle, on parle d'une cryostructure en *matrice-organique*. Une cryostructure *crystaliforme* désigne la croûte de glace qui peut se former autour des grains de sédiments. Les *veines de glaces* et les *lentilles* se distinguent par leur orientation qui reflète leur genèse. Les veines sont essentiellement verticales, tandis que les lentilles sont surtout horizontales, bien que les deux peuvent être obliques selon l'angle des fissures ou de pénétration du front de gel (voir Figure 6.A). En *couches/layered*, la cryostructure est constituée de bandes de glace, formées par ségrégation de la glace ou bien par injection. La structure *réticulaire* ou *réticulée* est quadrillée sous forme de réseau. Les veines et les lentilles de glace sont agencées comme les mailles d'un filet, *net-like* en anglais (voir Figure 6.B et C). Quand des grains sédimentaires individuels ou en agrégats, de tailles diverses, sont prisonniers dans la glace, la cryostructure est dite *suspendue* ou *ataxitique* (voir Figure 6.C et D). Les cryostructures traduisent à la fois un mode de formation de la glace mais également un degré de développement de celle-ci (Fortier et al.,

2012; French, 2017; French et Shur, 2010; Murton, 2013; Murton et French, 1994; Shur et Jorgenson, 1998; Stephani et al., 2010).



**Figure 6** - Exemples de cryostructures : (A) microlenticulaire (échelle en cm), (B) réticulée (crayon pour l'échelle), (C) suspendue (haut de carotte) puis réticulée avec main pour l'échelle, (D) suspendue avec échelle en cm (tirée de Fortier et al. 2012; French et al., 2010; Paquette et al., 2022).

**Tableau 1** - Classification des cryostructures (tiré de Stephani et al., 2010, à partir de Murton et al., 1994)

Cryostructure name	Equivalent in other classifications	Description	Sediment type	Illustration (modified from Murton and French 1994)
Lenticular	Lenticular <sup>1</sup>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Lens-shaped ice in sediment;</li> <li>• Generally continuously shaped;</li> <li>• Generally horizontal (parallel to freezing front);</li> <li>• May be straight, wavy, inclined, interlaced;</li> <li>• May contain ice bubbles;</li> <li>• Thickness: <math>\geq 1</math> mm</li> <li>• <i>Syngenetic permafrost</i>: mm to cm thick</li> <li>• <i>Epigenetic permafrost</i>: cm to dm thick</li> <li>• Usually ice-rich sediment.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Silt to fine sand</li> <li>• Silty clay</li> </ul>	see fig.3A 
Micro-lenticular	Lenticular <sup>1,2</sup>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Lens-shaped ice in sediment;</li> <li>• Generally discontinuously shaped;</li> <li>• Generally horizontal (parallel to freezing front);</li> <li>• May be straight, wavy, inclined, interlaced;</li> <li>• Very few ice bubbles;</li> <li>• Thickness: <math>&lt; 1</math> mm;</li> <li>• Usually ice-rich sediment:</li> <li>• <i>Syngenetic permafrost</i>: <math>&gt; 50\%</math> volume</li> <li>• <i>Epigenetic permafrost</i>: 30-50% volume</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Silt to fine sand</li> <li>• Peat</li> </ul>	see fig.3A 
Layered/belt-like structure	Layered <sup>1</sup>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Assemblage of lenticular cryostructures;</li> <li>• Thickness: centimeter to decimeter;</li> <li>• Usually ice-rich sediment.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Silt to fine sand</li> <li>• Peat</li> </ul>	see fig.3C 
Ice veins		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Ice-filled crack or fissure in sediment;</li> <li>• Thickness variable (millimeter to centimeter)</li> <li>• <i>Frost crack</i>: 1-5 mm thick</li> <li>• <i>Dilation/extension cracks</i>: cm-dm thick</li> </ul>	• All types	
Reticulate	Reticulate <sup>1,2</sup>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Net-like cryostructure of interconnected sub-horizontal ice lenses and sub-vertical ice veins;</li> <li>• Usually ice-rich to very ice-rich sediment (<math>\approx 35-95\%</math> volume).</li> </ul>	• Silt to fine sand	see fig.3F 
Suspended	Suspended <sup>1</sup> ; Ataxitic <sup>2</sup>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Suspended aggregates in ice;</li> <li>• Usually very ice-rich sediment (up to 90-95% volume);</li> <li>• Common in upper part of permafrost</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Silt to fine sand</li> <li>• Occasionally peat</li> <li>• Silty clay</li> </ul>	see fig.3E 
Crustal	Crustal <sup>1,2</sup>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Ice-coating around rock fragments, aggregates or wood fragments;</li> <li>• Usually partial coating, occasionally total;</li> <li>• Common just beneath permafrost table;</li> <li>• Thickness: few millimeters to centimeter thick coating.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Gravel/rock fragments</li> <li>• Diamiction</li> </ul>	see fig.3D 
Porous visible	Ice cement <sup>1</sup> ; Massive <sup>2</sup>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Pore ice that is visible to the unaided eye;</li> <li>• Usually ice-poor sediment (<math>&lt; 30\%</math> volume).</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Gravel/rock fragments</li> <li>• Diamiction</li> </ul>	see fig.3F 
Porous invisible	Ice cement <sup>1</sup> ; Massive <sup>2</sup>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Pore ice not visible to the unaided eye;</li> <li>• Usually very ice-poor sediment (<math>&lt; 10-30\%</math> volume).</li> </ul>	• All types	see fig.3F 

<sup>1</sup> Murton and French (1994); <sup>2</sup> Kudriavtsev (1979)  
Legend: Grey = sediment; Dark grey = aggregates or wood fragments; White = ice.

### *Cryostructure des pergélisols épigénétiques et syngénétiques*

Le pergélisol épigénétique présente généralement des cryostructures lenticulaires, réticulaires et irrégulières à absentes (French, 2017; French et Shur, 2010). Elles reflètent le mouvement du front de gel en profondeur, avec des lentilles de glace dont l'épaisseur augmente avec la profondeur. L'eau s'infiltré et gèle progressivement dans les fissures présentes dans les sédiments et entre les couches de sédiments (French et Shur, 2010).

Dans un pergélisol syngénétique, les structures sont typiquement organisées, en couches *layered*, et lenticulaires à micro-lenticulaires (French et Shur, 2010). Ces cryostructures riches en glace traduisent l'historique de formation de ce type de pergélisol : les sédiments se déposent progressivement à la surface, le climat froid les intègre au pergélisol, ainsi que l'eau infiltrée (French et Shur, 2010; Shur et Jorgenson, 2007). La migration du plafond du pergélisol vers la surface surélevée par les dépôts attire l'eau par cryosuccion, ce qui forme des lentilles et des couches de glace en alternance avec les couches sédimentaires (French, 2017). L'épaisseur de la glace varie entre moins de 0,5 mm et 1 cm (French et Shur, 2010).

Les pergélisols « climatiques protégés par l'écosystème » de la classification de Shur et Jorgenson (2007) sont caractérisés par des cryostructures réticulées et suspendues, tandis que les pergélisols « écosystémiques » qui expérimentent à la fois un gel vers le bas et vers le haut possèdent surtout des lentilles de glace (Shur et Jorgenson, 2007).

La zone transitoire présente elle aussi une cryostructure qui illustre son mode de formation. Elle est composée de glace de ségrégation, du fait de l'infiltration d'eau météoritique et de fonte de la glace de la couche active, puis de leur regel par succion cryogénique menant à une couche intermédiaire très riche en glace de ségrégation (Shur et al., 2005). La zone transitoire garde en mémoire les événements de gel ou de dégel, qui font évoluer ses propriétés. Selon le matériel dans lequel se développe la glace, la cryostructure de la couche intermédiaire peut être des veines de glace, de la glace réticulée, ou encore crustaliforme, mais les cryostructures les plus communes sont suspendues et en couches (Bockheim et Hinkel, 2005).

En résumé, l'évolution du pergélisol dépend d'abord du climat régional, mais également des variations de conditions à la surface du sol, et des propriétés des différentes couches qui le composent, spécifiquement en zone de pergélisol discontinu à sporadique. Les modes de formation

du pergélisol sont reflétés dans sa cryostratigraphie. Il est essentiel de prendre en compte ces caractéristiques, comme le contenu en glace ou en matière organique lors de l'étude du pergélisol.

## 2.4. Les lithaleses

### 2.4.1. Définition

Le terme *lithalse* désigne une butte cryogène et minérale – de *lithos* signifiant « pierre » en grec ancien – (voir Figure 7), composée de sédiments fins et de glace de ségrégation alimentée par cryosuccion, en zone de pergélisol discontinu et parfois continu (French, 2017; Paquette et al., 2022; Pissart, 2002). Ce terme a été suggéré pour la première fois par Harris (1993) afin de différencier ce type de butte de son homologue tourbeux : la palse. Cette dernière désigne également une butte cryogène (voir Figure 7) formée grâce à la ségrégation de la glace par cryosuccion en zone de pergélisol discontinu, mais sous couvert de tourbe (French, 2017; Pissart, 2002). Ainsi, une lithalse et une palse sont très similaires en terme de dimensions, de contenu en glace, et de processus de formation mais la première a un corps minéral tandis que la seconde possède un épais couvert de tourbe (French, 2017; Pissart, 2002).



**Figure 7** - Buttes cryogènes de type lithalse (gauche), Great Slave Lake, Territoires du Nord-Ouest et palse (droite), Islande (tirées de Gaanderse et al., 2018; Emmert et Kneisel, 2021)

Les lithaleses ont des formes et dimensions variées. Elles peuvent être circulaires, en forme de croissant ou bien allongées (Wolfe et al., 2014). Elles sont présentes de façon individuelle ou en groupe (Wolfe et al., 2014). Comme les pases, elles peuvent se trouver sous forme de plateau (Allard et al., 1996; French, 2017; Pissart, 2002). Les lithaleses ont des dimensions qui vont de quelques décimètres à plusieurs mètres de hauteur et de 1 à 180 m de long (Allard et al., 1996; French, 2017; Wolfe et al., 2014). La hauteur de la lithalse est proportionnelle à la profondeur du

pergélisol (Harris, 1993). Les couches actives mesurées vont de 90 à 200 cm, avec une épaisseur de pergélisol allant jusqu'à 10 m, et souvent limitée par le matériel sous-jacent, comme une transition vers une granulométrie plus grossière du sédiment ou vers la roche-mère (Allard et al., 1996; Calmels et al., 2008; Wolfe et al., 2014).

Ces formes de terrain sont d'intérêt en géomorphologie périglaciaire car elles comportent des propriétés thermiques particulières permettant l'aggradation de pergélisol dans ces unités restreintes de terrain (French, 2017).

#### 2.4.2. Caractéristiques et mode de développement

##### *Cadre spatio-temporel*

Les lithales se trouvent en zone de pergélisol discontinu, dans le Subarctique, bien qu'elles puissent se développer plus rarement en zone de pergélisol continu (Paquette et al., 2022; Pissart, 2002). Pissart (2002) suggère que les lithales se situent dans les espaces restreints au croisement de la zone du pergélisol discontinu et de la limite de distribution des arbres (isotherme 10 °C), à savoir dans l'Est et l'Ouest de la Russie, en Laponie, au Nord du Québec, dans certaines zones des Territoires du Nord-Ouest, ou encore dans l'Ouest de l'Alaska. Afin d'initier la formation d'une lithalse, il faut des températures annuelles moyennes de l'air négatives, comprises entre -6 et -4 °C. Les étés doivent être suffisamment frais, avec des températures moyennes de l'air du mois le plus chaud entre 9 et 11,5 °C, afin que la glace de ségrégation ne fonde pas malgré l'absence de tourbe pour les lithales (Pissart, 2002). Les lithales peuvent ensuite se maintenir jusqu'à des températures moyennes annuelles de l'air de 0 °C (Pissart, 2002). La température du pergélisol où elles se forment peut être très élevée, jusqu'à -0,2 °C (Wolfe et al., 2014). Les lithales se développent préférentiellement en zone de pergélisol discontinu car le pergélisol est assez chaud, favorisant une pénétration lente du front de gel et donc la cryosuccion et la formation de glace d'aggradation (Wolfe et al., 2014).

Les lithales jusqu'alors étudiées et datées se sont formées au cours de l'Holocène (Allard et al., 1996; Pissart, 2002; Wolfe et al., 2014). Dans la littérature, plus de 1800 lithales ont été ciblées dans les Territoires du Nord-Ouest, formées durant l'Holocène dans des sédiments glacio-lacustres exposés à l'atmosphère après la diminution du niveau de lacs (Gaanderse et al., 2018; Wolfe et al., 2014). D'autres lithales ont été observées dans la région de Whitehorse, au Yukon, développées

dans des sédiments lacustres (Pissart et al., 1998), ainsi qu'au Nord du Québec, au Nunavik, sous forme de butte et de plateau (Allard et al., 1996; Calmels et al., 2008), ou encore dans la chaîne de montagne Altai au Centre-Sud de la Russie (Iwahana et al., 2012).

#### *Mode de formation et caractéristiques associées*

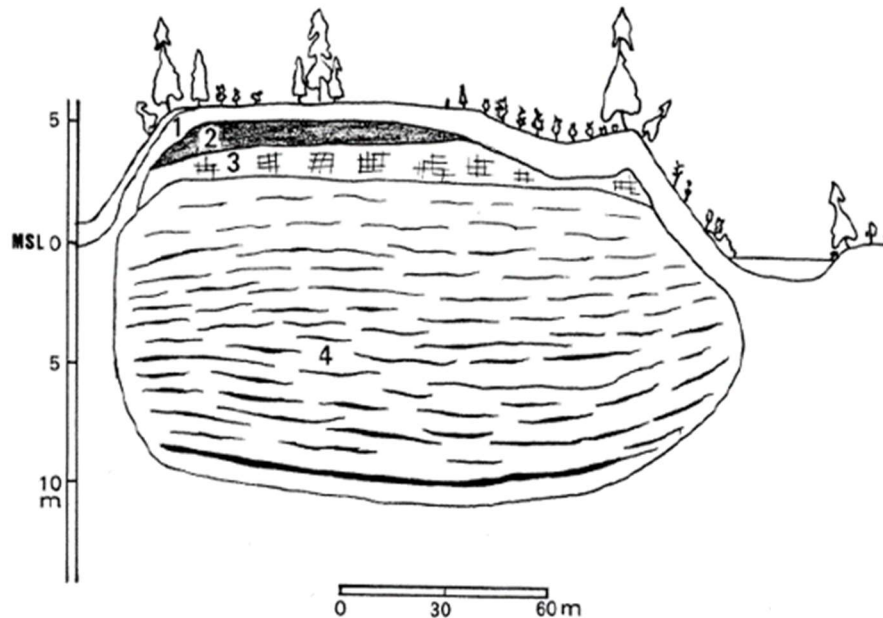
Pour initier le développement d'une palse ou d'une lithalse, plusieurs hypothèses ont été développées. L'une d'elles indique qu'il faudrait un couvert de neige dont l'épaisseur serait discontinue et par endroit suffisamment fine permettant un refroidissement local du sol plus en profondeur en hiver (French, 2017; Seppälä, 1995). L'épaisseur du couvert de neige peut varier selon la topographie, mais aussi avec la circulation des vents, dont les turbulences amincissent localement cette épaisseur (Seppälä, 1995). Le type de végétation, telles que la mousse ou la sphaigne affecte également le bilan thermique à la surface du sol. Ensuite le relief positif formé par la butte cryogène défavorise l'accumulation de la neige, accentuant la perte de chaleur du sol pendant la saison froide (Seppälä, 1994).

Quel que soit le point de départ, ces formes de terrain se développent dans des milieux humides où la disponibilité en eau est importante et dans des sols riches en sédiments fins, suffisamment gélifs pour permettre le gel de l'eau infiltrée (Calmels et al., 2008; French, 2017; Wolfe et al., 2014). La forte teneur du sol en sédiments fins, silteux ou argileux, d'origine alluviale, lacustre, marine ou glaciomarine (Allard et al., 1996; Wolfe et al., 2014), est essentielle pour permettre une bonne conductivité thermique et donc un refroidissement hivernal profond, puis pour mener à la ségrégation de la glace par cryosuccion de l'eau environnante (Pissart, 2013). Année après année, la butte – ainsi que l'épaisseur du pergélisol - croît avec l'épaississement et la multiplication des lentilles de glace (Calmels et al., 2008). Cela peut prendre quelques dizaines à centaines d'années pour obtenir une palse ou une lithalse d'environ 5 m de hauteur (Harris, 1993). Contrairement aux pingos, la butte n'est donc pas liée à la pression hydraulique exercée sur le cœur de glace (French, 2017).

La disponibilité abondante en eau est un facteur important dans la formation et dans le maintien des lithalses (Wolfe et al., 2014). L'eau figée dans les lentilles de glace provient des écoulements de sous-surface mais aussi des précipitations et des écoulements de surface (Allard et al., 1996; Gaanderse et al., 2018; Harris, 1988). La variabilité des formes de lithalse dépendrait du réseau hydraulique et des schémas de circulation d'eau (Wolfe et al., 2014). Les lentilles de glace se

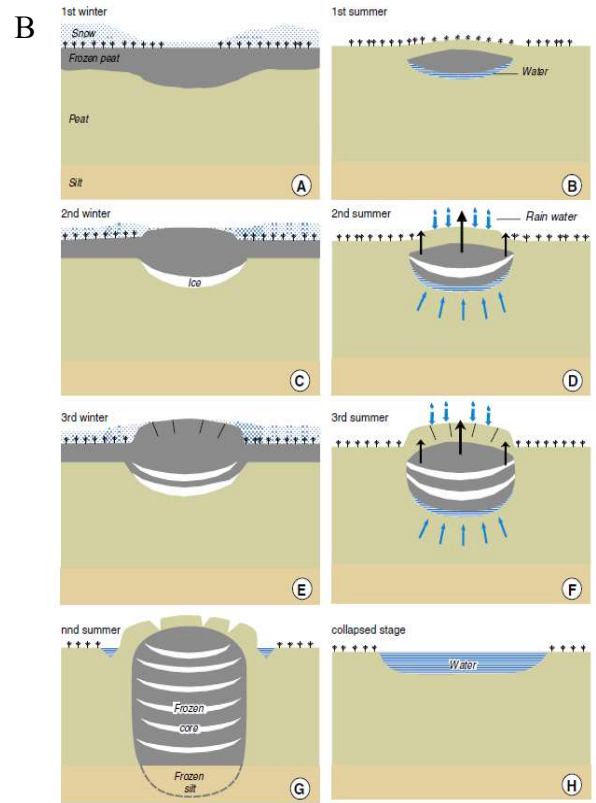
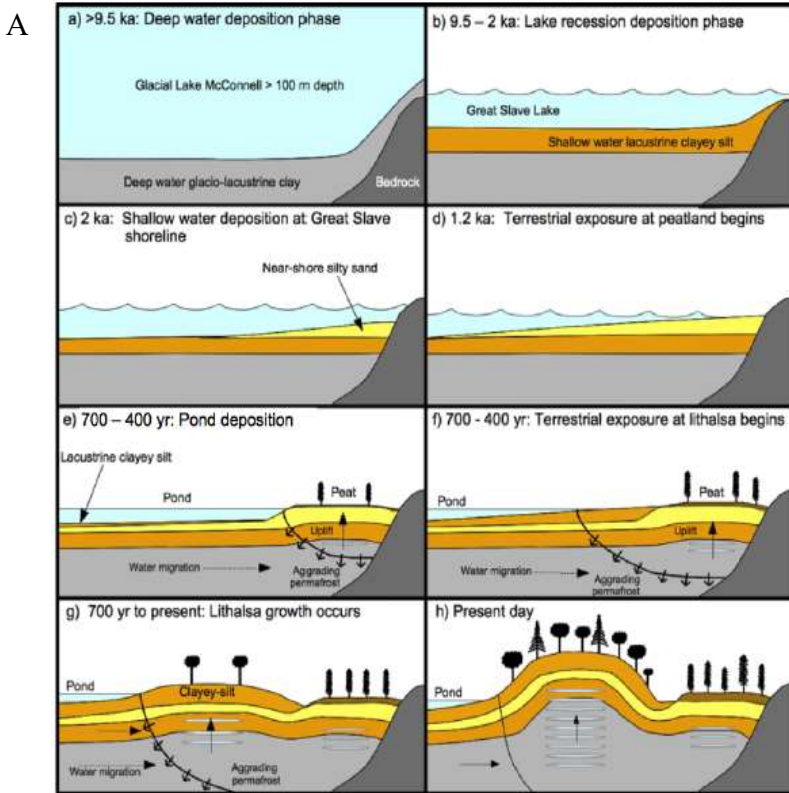


développent progressivement et s'épaississent par cryosuccion en profondeur, au niveau du front de gel (voir Figure 8), qui intègre ainsi l'eau au pergélisol (Allard et al., 1996; Pissart, 2002). Les

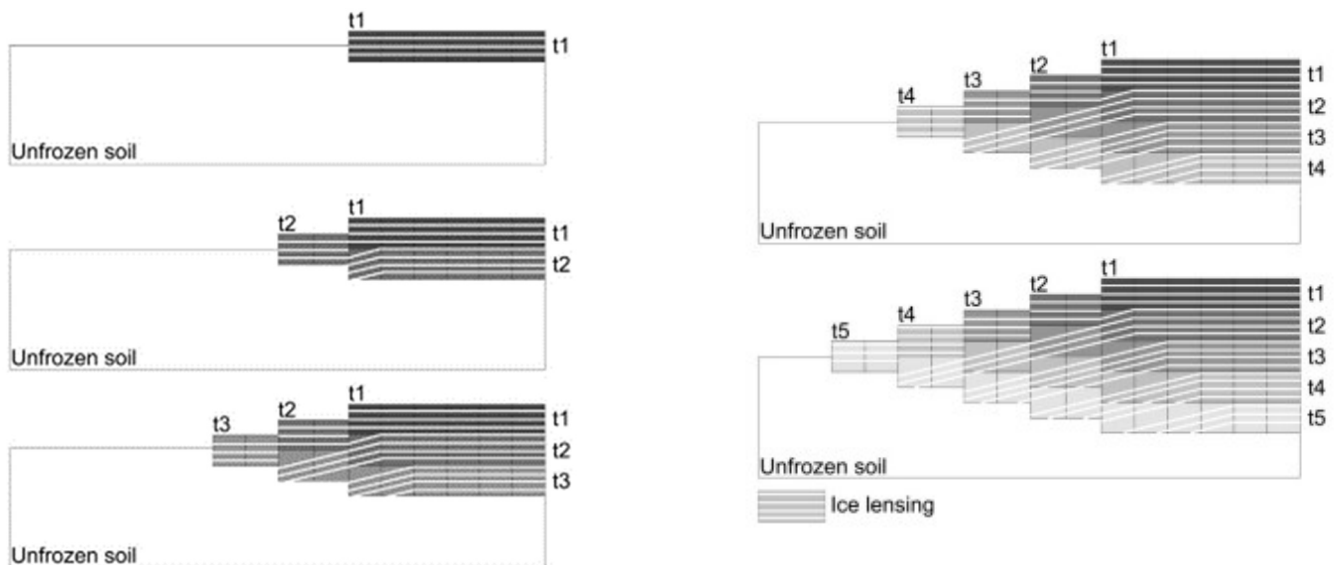


**Figure 8** - Lentilles de glace dans un plateau de lithalse au Nord du Québec. Couche active (1), couche riche (2) puis pauvre (3) en glace. Lentilles (4) de plus en plus épaisses avec la profondeur (tirée de Pissart, 2002, adaptée de Allard et al., 1996).

lithalses sont donc très riches en glace qui peut représenter 50% du volume de la butte (Gaanderse et al., 2018; Wolfe et al., 2014). L'aggradation de la glace est plus élevée en profondeur et dans la couche transitoire (Allard et al., 1996). La glace de ségrégation peut se présenter sous forme de lentilles, dont la taille varie de moins d'un mm jusqu'à 200 mm plus en profondeur (Allard et al., 1996; Gaanderse et al., 2018). Selon le stade de développement et les apports en eau, la cryostructure peut aller de la glace réticulée à la glace suspendue, ou en couche - *layered* - (Allard et al., 1996; Gaanderse et al., 2018). Deux exemples conceptuels de formation d'une lithalse et d'une palse rassemblant les éléments susmentionnés sont illustrés en Figure 9 (Gaanderse, 2015; Seppälä, 2011). Ces modèles représentent une croissance uniquement verticale de la lithalse. Néanmoins une autre hypothèse avance une croissance latérale de la butte en raison de l'inclinaison des lentilles de glace souvent retrouvées dans les profils de lithalse (Pissart et al., 2011). Ainsi, plus l'on s'éloigne du centre et de la surface de la lithalse, plus les lentilles devraient être inclinées, tel que montré sur la Figure 10.



**Figure 9** - (A) Exemple d'une formation conceptuelle d'une lithalsa dans les Territoires du Nord-Ouest, suivant la déposition de sédiments glacio-lacustres (a), lacustres (b, c), puis l'exposition de ces sédiments (d), croissance de lithalses avec formation des lentilles de glace (e à h) (tirée de Gaanderse, 2015). (B) Modèle conceptuel de formation d'une palse et de son cœur de glace de ségrégation (tirée de Seppälä, 2010).

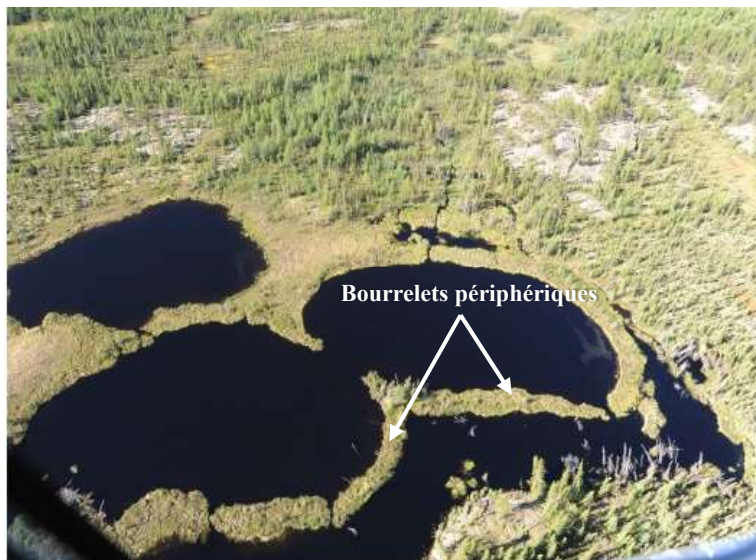


**Figure 10** - Hypothèse présentant la croissance latérale des lithalses, t1 désignant le début de la formation de la lithalsa qui se poursuit jusqu'à t5 (tirée de Pissart et al., 2011).

Le couvert végétal des lithalses est très divers et varie selon les étapes de formation de la butte (Harris, 1993). Celle-ci peut être recouverte d'une forêt boréale, décidue à mixte, d'herbacées, de mousse, de lichen, ou encore d'arbustes (Gaanderse et al., 2018; Harris, 1993). Des épinettes ont été retrouvées sur certaines buttes bien développées (Harris, 1993). Le type de végétation qui perdure sur une lithalse est alors essentiel pour déterminer son bilan radiatif annuel et donc son maintien ou sa dégradation.

Le cycle normal d'évolution d'une lithalse mène ultimement à sa dégradation, indépendamment ou non d'un réchauffement climatique (Allard et al., 1996; Pissart, 2002). Par exemple, la modification du couvert de végétation à la suite de la formation de la butte, telle que la multiplication de buissons peut accentuer l'effet isolant de la neige et donc limiter le refroidissement hivernal. La dégradation d'une lithalse crée des thermokarsts (voir Figure 11), via des chenaux d'écoulement ou des dépressions qui cisailent la butte (Allard et al., 1996). Une fois la lithalse complètement dégelée, la subsidence de la partie centrale mène à la formation de bourrelets périphériques (« *ramparts* ») sur les extrémités de la lithalse (Gaanderse et al., 2018; Pissart, 2002; Wolfe et al., 2014). Des buttes en pleine formation peuvent alors côtoyer des buttes déjà dégradées (Emmert et Kneisel, 2021).

Ainsi, au seul nom « lithalse » sont associées les notions de forme de terrain et de topographie, de granulométrie, de conditions environnementales humides ainsi que de type de glace et d'emplacement en zone de pergélisol discontinu (French, 2017).



**Figure 11** - Subsidence du sol suite au dégel de lithalses, les bourrelets périphériques (« *ramparts* ») sont bien visibles, Great Slave Lowlands, Territoires du Nord-Ouest (tirée de Gaanderse, 2015)

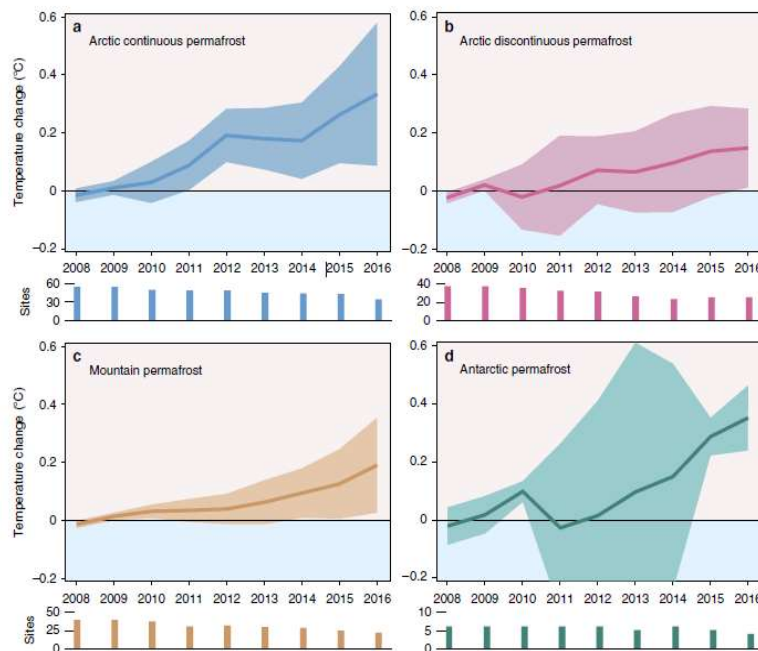
## 2.5. Changements climatiques et pergélisol

### 2.5.1. Changements climatiques dans les milieux arctiques et alpins

Le climat a un rôle clé dans l'équilibre des géosystèmes arctiques-alpins, et ses composantes entre autres hydrologique, biologique et physique (Beniston, 2006). L'augmentation des températures a été mesurée à l'échelle globale et elle est quatre à cinq fois plus rapide en milieux arctiques et montagneux (AMAP, 2017; Hock et al., 2019; IPCC, 2018; Post et al., 2019; Rantanen et al., 2022). En termes de précipitations, il n'y a pas de tendance générale applicable à toute la cryosphère (Hock et al., 2019). Les modélisations régionales en montagne pour le XXIème siècle indiquent que bon nombre de régions montagneuses verront une augmentation des précipitations annuelles, comme dans les Alpes ou l'Himalaya, tandis qu'une diminution sera observée dans les Andes australes (Beniston, 2006; Hock et al., 2019). En milieu alpin de basse altitude, moins de neige tombera en hiver, tandis que l'inverse se produira en haute altitude lorsque les précipitations augmentent (Hock et al., 2019). La saison de couvert neigeux commencera plus tard dans l'année, et s'achèvera plus tôt (Beniston et al., 2018). Une diminution du couvert nuageux estival implique une plus grande radiation solaire en surface et donc des conditions plus chaudes et sèches (Beniston, 2006). Sur le long terme, les variations climatiques et notamment des températures, peuvent faire varier la force des vents et leur direction, ce qui remanierait nécessairement la distribution de la neige et donc la potentielle répartition du pergélisol (Isaksen et al., 2011). En Arctique, l'augmentation des températures est illustrée par un verdissement (*greening*) depuis plusieurs décennies, avec un changement dans la composition de la végétation, comme l'installation d'arbustes là où seule la végétation de toundra survivait auparavant (AMAP, 2017; Myers-Smith et al., 2020). En montagne, la limite des arbres pourrait monter de 300 à 400 m en altitude (Beniston, 2006). Toutes ces évolutions en écho au réchauffement global des températures modifient les paramètres essentiels de contrôle du régime thermique pergélisol.

Depuis une trentaine d'années, le pergélisol se réchauffe dans toutes les régions où il se trouve, tel qu'illustré sur les graphiques de la Figure 12 (Biskaborn et al., 2019; Brown et Romanovsky, 2008). En zone de pergélisol continu, la température du pergélisol suit celle de l'air; c'est là où les plus grandes augmentations de température ont été mesurées avec un pergélisol qui passe d'une température très froide à une température moins froide, mais toujours sous 0 °C (AMAP, 2017; Biskaborn et al., 2019; Brown et Romanovsky, 2008). En zone de pergélisol discontinu, les

températures de l'air ont augmenté moins drastiquement qu'en zone continue. La température du pergélisol est « chaude », généralement au-dessus de  $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ , mais elle est plus stable, grâce à d'autres facteurs comme le contenu en glace et son effet de chaleur latente (AMAP, 2017; Biskaborn et al., 2019; Brown et Romanovsky, 2008). Le taux d'augmentation de la température du pergélisol diminue à mesure qu'elle se rapproche de  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  et du point de dégel (Brown et Romanovsky, 2008).



**Figure 12** - Évolution des températures du pergélisol, à la profondeur de l'amplitude annuelle nulle, par rapport à la période de référence 2008-2009, intervalle de confiance à 95% (tirée de Biskaborn et al., 2019).

### 2.5.2. Impacts sur le pergélisol et risques associés

Le réchauffement du pergélisol se manifeste d'abord par un approfondissement de la couche active, ce qui a été mesuré sur presque tous les sites instrumentalisés (AMAP, 2017). Peu à peu, le front de dégel pénètre dans la couche transitoire. La haute teneur en glace de cette dernière stabilise la température du sol le temps que suffisamment de chaleur soit accumulée pour faire fondre la glace (Bockheim et Hinkel, 2005; Shur et al., 2005). Si la température de l'air diminue avant d'atteindre le seuil de changement d'état de la glace, alors le front de dégel ne pénétrera pas dans le pergélisol, mais si la tendance de réchauffement se poursuit, alors la zone transitoire finira par dégeler complètement (Bockheim et Hinkel, 2005; French, 2017). La résilience d'un pergélisol riche en glace comporte ses limites. Une fois le sol dégelé, la glace, qui maintenait jusqu'alors les particules

de sol en place, fond, diminuant ainsi la cohésion des sédiments (AMAP, 2017; French, 2017). Si le degré de pente est nul, alors la surface du sol s'affaisse, car la glace perd 9% de volume quand elle fond, et l'effet est d'autant plus important lorsque le sol contient de la glace en excès. La formation de lac de thermokarst se produit lorsque la glace massive dans le sol fond ou que le pergélisol riche en glace dégèle, la glace fondue forme alors un plan d'eau (voir Figure 13.A) à la surface du sol (AMAP, 2017; French, 2017; Prèskienis et al., 2021). Sur un terrain en pente, la fonte de la glace de la couche transitoire augmente la pression interstitielle. Même si une partie de cette eau est drainée par la porosité du sol, le matériel en place est déstabilisé (voir Figure 13.B) en formant des lobes de solifluxion, des coulées de débris ou des glissements de terrain (AMAP, 2017; Bockheim et Hinkel, 2005; Huscroft et al., 2004; Shur et al., 2005; Tyszkowski et al., 2015). Les glissements de terrain cryogéniques désignent le détachement de la couche active ou encore les coulées de dégel rétrogressives « *retrogressive thaw slumps* », qui sont des glissements de terrain rétrogressifs dus au dégel du sol riche en glace (AMAP, 2017; French, 2017; Huscroft et al., 2004). L'érosion côtière en Arctique est l'une des conséquences de la dégradation du pergélisol (AMAP, 2017). L'ensemble de ces risques naturels entraînent un brunissement, « *browning* », de l'Arctique, témoignant de l'érosion des sols comme résultat observable de la dégradation du pergélisol (Myers-Smith et al., 2020).



**Figure 13** - Dégradation du pergélisol. (A) Lacs de thermokarst, île Bylot, Nunavut (tirée de Prèskienis et al., 2021); (B) Cratère Batagaika, Russie (tirée de Turetsky et al., 2019).

Le pergélisol est un puits de carbone important, les estimations sont d'environ 1300 Pg de carbone organique stockés dans les trois premiers mètres de sol en région de pergélisol, et les quantités estimées changent selon le type de milieu (Hugelius et al., 2014; Olefeldt et al., 2016; Tarnocai et al., 2009). La dégradation du pergélisol implique une libération du carbone qu'il contient vers

l'atmosphère sous forme de dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>) et de méthane (CH<sub>4</sub>) (AMAP, 2017; French, 2017; Schuur et al., 2015; Turetsky et al., 2019). Ces gaz étant à effet de serre (GES), une rétroaction positive sur le réchauffement est associée à leur libération. Il est estimé que d'ici 2100, si le climat se réchauffe de 2 °C par rapport à 1750, alors l'approfondissement de la couche active entraînerait un ajout supplémentaire jusqu'à 63 Gt de carbone (CO<sub>2</sub> et CH<sub>4</sub>) en moyenne (Schaefer et al., 2014; Schneider von Deimling et al., 2015). Cette contribution aux GES seule serait associée à une augmentation des températures de l'air en moyenne de 0.08 à 0.10 °C (Schaefer et al., 2014; Schneider von Deimling et al., 2015; Steffen et al., 2018). Néanmoins, ces estimations sont spéculatives car elles ne prennent pas en compte tous les processus biogéophysiques qui se produisent avec le réchauffement des températures. L'ampleur des rétroactions négatives du réchauffement des températures de l'air est également difficile à intégrer dans les modèles, comme le puits potentiel que représentent les successions de végétation qui opèrent avec l'évolution des habitats, pouvant atténuer les émissions de GES (McGuire et al., 2018; Turetsky et al., 2019).

Actuellement, les communautés autochtones vivant dans les régions périglaciaires, voient leur quotidien directement affecté par les risques associés au dégel du pergélisol. Les routes s'affaissent, la capacité du sol à maintenir les infrastructures diminue, les bâtiments ont leurs fondations fragilisées, et l'environnement que les communautés connaissent se modifie (Benkert et al., 2013; Turetsky et al., 2019). Les répercussions de la dégradation du pergélisol sont donc globales mais aussi locales.

La tendance générale de réchauffement des températures du pergélisol peut varier d'une région géographique à une autre et d'un site à un autre, selon notamment le contenu en glace, ou les conditions de surface du sol. Quantifier et cartographier la teneur en glace de sol est un des enjeux actuels pour mieux évaluer le comportement futur du pergélisol. De même, il importe de mieux connaître les rétroactions biogéophysiques au travers de processus qui se déroulent en lien avec le réchauffement des températures.

### **3. Site d'étude**

La zone d'étude est située au Sud-Ouest du territoire du Yukon, au Canada. L'étude se concentre sur la vallée A'äy Chù / Slims River, dans l'enceinte du Parc National Kluane (138°31'54.71"O ; 60°59'54.80"N, 781 m d'altitude), à proximité des villages de Silver City, Burwash Landing, Destruction Bay et Haines Junction, reliées par l'Alaska Highway. La vallée A'äy Chù se situe sur

le territoire des Premières Nations Kluane, Champagne-Aishihik et White River, descendantes du peuple Tutchone du Sud (Arctic Institute of North America, 2021; Council of Yukon First Nations, 2021). La population recensée en 2020 était de 108 personnes à Burwash Landing, 52 à Destruction Bay et 979 à Haines Junction (Yukon Bureau of Statistics, 2020).

### **3.1 Climat**

Le climat dans la vallée A'äy Chù est de type boréal « Dsc » selon la classification de Köppen-Geiger, basée sur les données climatiques de 1986 à 2010 (Kottek et al., 2017). Ainsi le climat est caractérisé essentiellement par de la neige en saison froide et des étés secs et frais. Les normales climatiques de 1991 à 2020 indiquent une température moyenne annuelle de l'air de -2,7 °C, la température moyenne de l'air du mois le plus chaud est de 13,2 °C et celle du mois le plus froid est de -20,7 °C (Government of Canada, 2023). Les données proviennent de la station météorologique de Burwash Landing, à 47 km du delta de la vallée A'äy Chù. Cette station est la plus proche du site d'étude en terme de distance et de climat, bien que les températures de Burwash Landing soient un peu plus chaudes que celles de Silver City (Krebs et al., 2001). Le climat est plutôt aride et continental, avec un total annuel de précipitation de 261,4 mm dont 60,7 % sous forme de pluie, et une chute annuelle totale de 81,64 cm de neige (Government of Canada, 2023; Harris, 1989). Le nombre de degrés-jours au-dessus de 0 °C est de 1428,9 et de 2323,7 en-dessous de 0 °C (Government of Canada, 2023).

### **3.2 Végétation**

La zone d'étude est comprise dans l'écozone de la Cordillère boréale et l'écorégion des Montagnes Saint-Elias (Government of Yukon, 2021; Harris, 2004). La végétation présente dans la vallée A'äy Chù est typique de la forêt boréale, avec l'épinette blanche (*Picea glauca*) comme espèce d'arbre dominante (Krebs et al., 2001). L'altitude détermine le type de zone, à savoir la forêt jusqu'à 1080 m, puis la forêt subalpine jusqu'à 1370 m, et la toundra alpine au-delà (Krebs et al., 2001). Jusqu'à 1370 m d'altitude, l'épinette blanche côtoie le peuplier (*Populus balsamifera* L.), et les arbustes sont essentiellement diverses espèces de saules (*Salix spp.*), ainsi que du bouleau nain (*Betula nana*) plus en altitude (Krebs et al., 2001). Parmi les autres espèces végétales retrouvées dans la région, 10 % sont des espèces endémiques de la Cordillère Nord (Harris, 2004).



### 3.3 Physiologie et géologie

La zone d'étude est comprise dans la région physiographique des Cordillères pacifiques, et dans l'unité physiographique des Kluane Ranges (Canadian Encyclopedia, 2023; Government of Yukon, 2021). La vallée A'äy Chù se situe au cœur d'un réseau de failles autour de la faille Denali, dont la section au niveau du Lhù'ààn Mân / Lac Kluane se nomme la faille Shakwak, faisant office de frontière entre la chaîne de montagne Kluane et le Plateau Kluane (Haeussler et al., 2017). C'est dans le graben Shakwak, d'une largeur de 8 à 12 km, que se loge Lhù'ààn Mân (Government of Yukon, 2021; Krebs et al., 2001). Les failles et les plissements suivent l'axe sud-est à nord-ouest et se poursuivent en Alaska (Haeussler et al., 2017). La faille Denali est toujours active, avec un taux de glissement durant le Quaternaire variant entre 2 et 13 mm/an selon la section de la faille, le plus bas taux estimé se situant à Lhù'ààn Mân (Haeussler et al., 2017). La dernière activité sismique a été mesurée en novembre 2002 (Haeussler et al., 2017).

Le relief plissé comporte les montagnes Saint-Elias, dont la section au Sud-Ouest de Lhù'ààn Mân se nomme la chaîne Kluane, et au Nord-Est du lac se trouve la chaîne Ruby, dans le plateau Kluane, qui sont les composantes principales de la *Coast Belt* (Mathews, 1986; Smith et al., 2006). La nature de la roche-mère est très variée dans la région de Lhù'ààn Mân. Le relief montagneux plissé est composé autant de roches intrusives que volcaniques, sédimentaires et métamorphiques. Parmi les roches magmatiques intrusives majeures se trouvent la granodiorite, la tonalite, la diorite, la monzonite quartzifère ainsi que de la diabase, du gabbro et de la péridotite, ainsi que du minéral de quartz (Colpron, 2022). Les roches volcaniques comprennent des brèches, du tuff, du basalte et de l'andésite (Colpron, 2022). Le conglomérat, le grès, le microgrès, l'argilite et le calcaire, sont les roches sédimentaires principales retrouvées, avec des minéraux d'anhydrite et de gypse (Colpron, 2022). En plus des trois types de roches mentionnés, la géologie locale comporte également des roches métamorphiques, telles que la quartzite, le marbre, différents schistes à muscovite et à biotite, et la phyllite (Colpron, 2022).

### 3.4 Dépôts de surface

Le lit de dépôts sur lesquels les processus contemporains se déroulent est composé de loess (début postglaciaire à néoglaciare – 2800 ans AP), qui est érodé et présent dans tout le fond de vallée (Denton et Stuiver, 1966; Rampton, 1981). Les autres dépôts dans la vallée sont majoritairement des dépôts hérités du passage glaciaire (till et terrasses de kame), mais également des terrasses

fluvioglaciaires et fluviales, ou encore des dépôts modernes alluviaux de la rivière A'äy Chù, actifs et inactifs, composés de sable, de silt et d'argile (Rampton, 1981). Les murs de la vallée sont marqués par plus d'une dizaine de cônes alluviaux actifs avec des sections inactives, caractérisés par des fragments rocheux de type blocs arrondis à subanguleux (Rampton, 1981). Ils témoignent de coulées de débris de grande envergure s'étant produits vers la fin de l'Holocène (de 5100 ans cal AP à 100 ans de notre ère), mais certains sont encore actifs bien que plus restreints (Koch et al., 2014). Une dune de sable d'environ 1 km de long et 200 m de large est présente au niveau du coude de la vallée (Rampton, 1974).

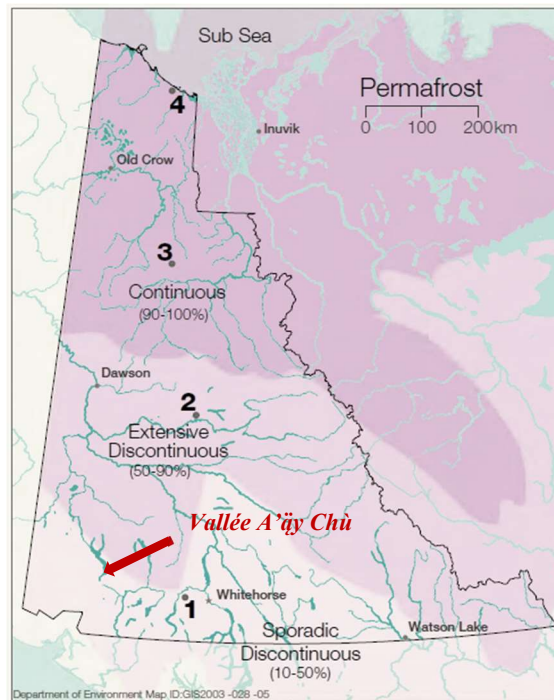
### 3.5 Cryosphère

L'emplacement actuel de Lhù'ààn Mân, à savoir la fosse Shakwak, était recouvert par les glaciers Macauley-Kluane dont l'étendue maximum a été atteinte en 14 000 BP (Denton, 1974; Rampton, 1981). Le retrait glaciaire s'est déroulé de 12 500 BP à environ 9780 BP où le glacier Kaskawulsh a reculé au-delà de sa position actuelle (Denton et Stuiver, 1966). La vallée présente des pans de roche-mère exposée ainsi que des mur de vallée striés et taillés par les glaciers (Denton et Stuiver, 1967; Rampton, 1974, 1981). Après le retrait glaciaire, la région a connu un climat plus chaud que le climat actuel de 8700 à 2800 ans (Rampton, 1981). Aujourd'hui, la vallée proglaciaire à l'étude est partiellement occupée par le glacier Kaskawulsh qui prend sa source dans la chaîne Icefield. La fonte printanière de la glace alimente la rivière Kaskawulsh et la rivière A'äy Chù (Flowers et al., 2014).

Le site d'étude se trouve en zone de pergélisol discontinu-sporadique (voir Figure 14), représentant 10 à 50% de la surface (Heginbottom et al., 1995; Smith et al., 2006). Au début des années 90, le pergélisol était localement présent en altitude de façon discontinue à continue tandis qu'il était considéré comme isolé dans la plaine d'épandage (Heginbottom et Radburn, 1992). Le modèle de Bonnaventure (2012) attestait que le pergélisol au Sud-Ouest du Yukon était présent dans les zones de montagne avec une corrélation claire avec l'élévation. Les monts constituant les murs de la vallée avaient plus de 70 % de probabilité de soutenir du pergélisol tandis que le fond de la vallée était également classé « discontinu-sporadique (10-50%) » et présentait une probabilité située entre 30 et 40 % (Bonnaventure et al., 2012). Ainsi, le pergélisol retrouvé dans le fond de vallée serait « climatique, protégé par l'écosystème » ou « écosystémique » selon le modèle conceptuel de Shur et Jorgenson (2007). L'estimation de couverture du pergélisol la plus récente présentée

précédemment a été réalisée en 2012, elle pourrait donc avoir évolué au cours de la dernière décennie.

Dans la région d'étude, selon le type de matériel, de couvert végétal, ou encore d'exposition, le pergélisol peut être absent ou atteindre 15 à plus de 25 m de profondeur (Benkert et al., 2013). La couche active a une épaisseur variant de 30 à 120 cm à Outpost Mountain en aval de la vallée, elle est plus mince en altitude mais aussi selon l'épaisseur de l'horizon organique (Harris, 1987, 2004). Entre Burwash Landing et Destruction Bay la couche active est comprise entre 65 et 200 cm (Benkert et al., 2013).



**Figure 14** - Zones de pergélisol dans le territoire du Yukon (adaptée de Smith et al., 2006).

Les modèles cartographiques estiment que le sol de la vallée d'étude contient peu (< 10 %) à modérément (10 à 20 %) de volume de glace visible dans les premiers 10 à 20 m de pergélisol (Heginbottom et al., 1995). La glace en excès présente dans le sol est considérée comme négligeable à faible (entre > 0 % et 10 % de glace en excès dans les 5 premiers mètres de pergélisol) et se manifeste surtout sous forme de glace de ségrégation (O'Neill et al., 2019). Outpost Mountain, à l'entrée de la vallée, abrite un pergélisol riche en glace mesuré à partir de 823 m d'altitude (Harris, 1987).

Différentes formes périglaciaires ont été observées dans la région de Kluane, témoignant des processus liés à un climat froid. Par exemple, des glaciers rocheux ont été observés et étudiés, tel

que sur Sheep Mountain, ou dans l'Est de la vallée A'äy Chù (au km 6,5 du East Trail), tous deux encore actifs dans les années 1980 et 1990 (Harris et al., 1994; Rampton, 1981). Leur origine proviendrait des périodes de refroidissement à partir de 2800 ans avant aujourd'hui, durant le néoglaciale, puis entre 1250 et 1050 AP, ainsi que lors du PAG (Rampton, 1981). Par ailleurs, la pente exposée nord de Outpost Mountain présente des lobes de solifluxion, à savoir des pellicules de sol se mouvant par gélifluxion et fluage de la glace de sol (Kinnard et Lewkowicz, 2005; Rampton, 1981). Le retrait de la langue glaciaire Kaskawulsh à partir de 1865 AD a laissé des fragments de glace de glacier dans les dépôts morainiques, qui ont été enfouis sous des décimètres de loess néoglaciale (Denton et Stuiver, 1966).

La région semble donc active dans les processus périglaciaires, mais elle présente également des signes de dégradation du pergélisol, avec des détachements de couche active sous forme de glissement de terrain, notamment dans Silver Creek, à quelques kilomètres seulement de la vallée à l'étude (Huscroft et al., 2004). Par ailleurs, un rapport d'estimation du risque de dégel du pergélisol dans la région de Burwash Landing et de Destruction Bay montre qu'aucune partie de la zone est à l'abri du dégel du pergélisol (Benkert et al., 2013).

### **3.6 Hydrologie**

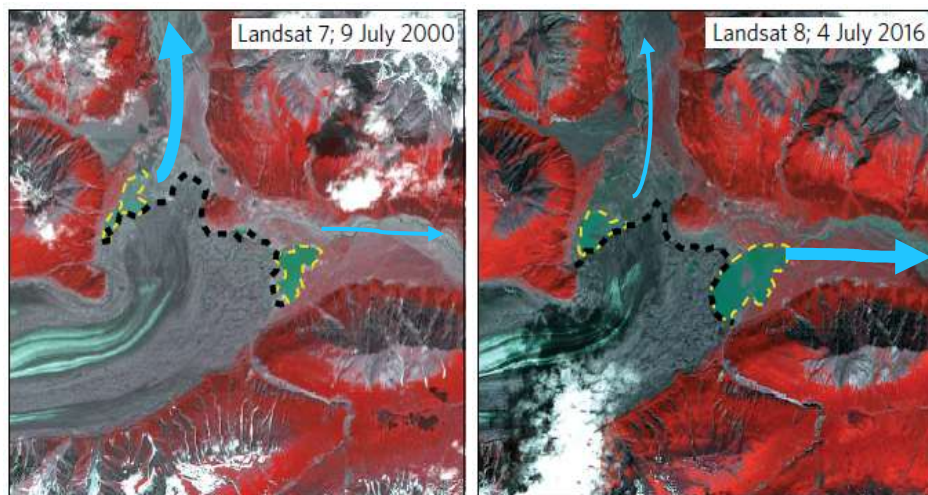
Lhù'ààn Mân a une morphologie allongée sur 65 km, le long de la fosse Shakwak, sur une largeur de 4 km et une profondeur maximale de 78 m (Clague et al., 2006). Le lac est alimenté par une multitude de cours d'eau provenant des chaînes de montagnes Kluane et Ruby, mais A'äy Chù en est l'affluent principal (Clague et al., 2006). Le niveau du lac varie ainsi de plusieurs mètres selon les fluctuations du débit de la rivière A'äy Chù (Clague et al., 2006). Le lac a son exutoire au Nord, dans le Brooks Arm, vers la rivière Kluane (Clague et al., 2006).

A'äy Chù est une rivière proglaciaire en chenaux tressés. Elle alimente Lhù'ààn Mân essentiellement avec les eaux de fonte du glacier Kaskawulsh 24 km en amont du delta (Clague et al., 2006; Shugar et al., 2017). Elle est également alimentée par les eaux de fonte provenant des cours d'eau du bassin versant, tels que Bullion Creek ou Canada Creek. Son débit varie saisonnièrement et quotidiennement (Nickling, 1978). Les zones occasionnellement recouvertes sont propices à l'action du froid en raison du climat et de la fine granulométrie du matériel (Van Huissteden et al., 2000). La plaine d'épandage s'étend sur presque toute la surface du fond de la vallée, avec un très faible dénivelé de 1,3 m km<sup>-1</sup> (Shugar et al., 2017). Le delta glaciolacustre, où

la rivière A'äy Chù rejoint le lac, est essentiellement composé de silts et de sable (Clague et al., 2006). Il traduit un régime sédimentaire récent assez élevé avec un taux de progression de plus de 3 km entre 1899 et 1970, et une moyenne de 45 m/a (Clague et al., 2006).

Le glacier Kaskawulsh est la ligne de démarcation entre deux bassins versants, l'un étant drainé vers le Golfe de l'Alaska et le second vers le fleuve Yukon, lui-même finissant sa course dans la mer de Beaufort (Government of Yukon, 2021). C'est dans ce dernier que s'écoulent A'äy Chù et Lhù'ààn Mân.

L'amincissement et le retrait progressif du glacier dans sa zone d'ablation au cours des dernières décennies (Foy et al., 2011) a mené à un détournement des eaux de fonte vers la rivière Kaskawulsh depuis 2016 (voir Figure 15), qui appartient au bassin versant s'écoulant vers le golfe de l'Alaska (Shugar et al., 2017). Le débit de la rivière A'äy Chù s'est considérablement amenuité depuis, et le niveau du lac Lhù'ààn Mân en aval a également diminué (Shugar et al., 2017).



**Figure 15** - Retrait du terminus du glacier Kaskawulsh (pointillés noirs), et évolution des lacs proglaciaires (pointillés jaunes) entre le 2000-07-09 et le 2016-07-04, images Landsat 7 et 8. A'äy Chù s'écoule vers le Nord (haut des images) et la rivière Kaskawulsh vers l'Est (adaptée de Shugar et al., 2017). Les flèches bleues symbolisent le changement de direction et de débit après le détournement des eaux de fonte du glacier.

### 3.7 Processus éoliens

La rivière à chenaux tressés A'äy Chù a un débit variant selon les eaux de fonte et les épisodes de précipitation. Ainsi, les sédiments de sable grossier à silt présents dans la plaine d'épandage fluvio-glaciaire sont naturellement exposés épisodiquement aux vents, surtout dans les chenaux secondaires (Bateman, 2013). Avant le détournement de la rivière en 2016, la vallée était donc déjà

active en terme d'émissions de poussières éoliennes (Nickling, 1978). Les périodes de tempêtes de poussière étaient surtout actives de mai à juin quand la rivière était peu profonde et que les précipitations demeuraient faibles avec des températures croissantes, les conditions sèches de surface du sol limitant les forces de résistance au transport de matériel (Nickling, 1978). Les vents catabatiques sont ciblés pour être la source principale initiant le mouvement des particules, essentiellement par saltation, mais aussi par suspension et reptation (Nickling, 1978). La vallée de la rivière A'äy Chù est l'un des sites avec le plus de mesures en termes de tempêtes de poussières au Canada (Bullard et al., 2016). Le « piratage » de la rivière accroît donc ce phénomène : un débit et une couverture d'eau plus restreints allongent et intensifient les périodes d'érosion et de transport éoliens.

La zone de l'ancien delta est très active en termes de déposition des sédiments éoliens. Une augmentation du niveau du sol sous les conditions climatiques actuelles ne permet pas une aggradation de pergélisol, et si ce dernier est existant, elle aurait alors pour effet de le désactiver.

Le site d'étude s'inscrit donc dans un système complexe et très actif, autant sur le plan sédimentaire que périglaciaire. Les conditions de surface de sol dans le fond de la vallée sont très hétérogènes. C'est dans ce contexte que s'insère cette étude sur les lithalses dans le Parc National Kluane.

#### **4. Question de recherche et objectifs**

Dans le fond de la vallée A'äy Chù, le pergélisol est présent de façon isolée (0 à 10 %) et dans des zones très spécifiques, comme les glaciers rocheux (Harris et al., 1994; Rampton, 1981), dans la moraine terminale du glacier Kaskawulsh avec de la glace de glacier enfouie (Denton et Stuiver, 1966), et dans les lithalses. Ces dernières n'ont jamais été répertoriées dans la vallée A'äy Chù. Les lithalses, buttes cryogènes, représentent des îlots de pergélisol en zone de pergélisol discontinu à sporadique, où les facteurs limitant sont nombreux et où le climat ne peut développer un pergélisol sans des conditions écosystémiques complémentaires (Pissart, 2002; Shur et Jorgenson, 2007).

De plus, le contenu élevé en glace des lithalses rend le pergélisol plus résilient à un réchauffement des températures, du fait de la chaleur latente à extraire pour initier la fusion de la glace (Bockheim et Hinkel, 2005; French, 2017). Ainsi, dans un contexte où la température du pergélisol est croissante partout où il se trouve (Biskaborn et al., 2019) et que son contenu en glace l'aide à limiter cette hausse, il importe de mieux comprendre les processus qui favorisent la formation de la glace

et donc la conservation des températures sous le seuil de 0 °C. Ce projet de recherche s'articule alors autour de cette question : quelles sont les conditions qui ont permis le développement et la conservation du pergélisol dans la vallée A'äy Chù ?

Deux objectifs sont formulés pour répondre à cette problématique. Le premier est de caractériser les lithales dans la vallée A'äy Chù, au moyen de données physiques et biogéochimiques issues des carottes de pergélisol obtenues sur le terrain, avec une attention particulière accordée à la cryostratigraphie. Le second objectif est de comprendre le mode de formation des lithales. Pour cela il nous faut connaître ce pergélisol, ses limites de couche active, de zone transitoire et de pergélisol, ainsi que son talik. Il sera alors possible de retracer le développement d'une lithale de la vallée A'äy Chù et de développer un modèle conceptuel de son évolution. Nous postulons que les lithales ont été préservées jusqu'à aujourd'hui en raison des conditions écosystémiques locales et de leur teneur en glace très élevée.

## Chapitre 2 – Article scientifique

### Cryostratigraphy of lithalsas in the A'äy Chù valley, Southwest of Yukon, Canada

Thévenin, Eva <sup>a,b</sup> ; Fortier, Daniel <sup>a,b</sup> ; Talbot, Julie <sup>a</sup>

<sup>a</sup> Department of Geography, Université de Montréal, Montréal, QC, Canada

<sup>b</sup> Centre d'études nordiques, Université Laval, Québec, QC, Canada

#### 1. Abstract

The A'äy Chù valley in Canada, southwest Yukon, Kluane National Park features isolated permafrost occurring in lithalsas formed in wetlands. We investigated these permafrost features in a context where marginal permafrost is generally experiencing degradation and sporadic permafrost zones are gradually shifting northward. The main objective is to understand the specific conditions and processes that allowed the formation and preservation of the lithalsas. We drilled and sampled eight boreholes at two different sites, on the east and west sides of the valley, both situated in the distal zone of alluvial fans.

We studied the cryostratigraphy of the lithalsas, which includes analyses of cryostructure, ice content, sediments characteristics, major ions, and isotopes measurements. Lithalsas developed during the colder climate of Little Ice Age (calibrated radiocarbon age 380 to 195 BP  $\pm 15$ , or calendar age 1485 to 1769) due to ecosystem conditions that included a frost susceptible substrate composed of silt and fine sand coupled with high water availability. The vegetation cover is mainly moss, herbs (*Carex spp.*) and shrubs (*Salix spp.*) which formed a porous insulating cover. The permafrost in the lithalsas was thin with a maximum depth of 2.2 m. Seven boreholes had a supra-permafrost talik 21 to 48 cm thick. The cryostructures were mainly lenticular and microlenticular. The average volumetric ice content (VIC) was between 63.9 %  $\pm 13.7$  and 66.7 %  $\pm 9.1$  at the study sites. The average excess ice content (EIC) was between 47.7 %  $\pm 20.3$  and 50.7 %  $\pm 13$  at the sites, which respectively accounts for 45.6 % to 61.3 % of the height of the lithalsas. Many signs of permafrost degradation (talik, gullies, thermokarst ponds, ramparts) indicate an unstable thermal and mechanical state of the lithalsas. A succession of warm summers and winters, and snowy winters, will make the lithalsas balance towards a relic state first then to final thaw.



## 2. Introduction

Air temperature increases four to five times faster in arctic and mountain regions than in most other regions (Rantanen et al., 2022). Since the 1990's, permafrost temperatures have been increasing in every periglacial environment (Biskaborn et al., 2019; Brown et Romanovsky, 2008). However, in discontinuous permafrost areas, permafrost warms less quickly than in continuous areas (where permafrost is present over 90 % or more of the surface). In these regions, permafrost is warmer, between -2 °C and 0 °C, and likely experiencing degradation as the ground ice melts and consumes latent heat (AMAP, 2017; Biskaborn et al., 2019; Brown et Romanovsky, 2008).

The A'äy Chù proglacial valley (Slims river), in the Kluane National Park, contains extensive permafrost in the mountains, but permafrost occurs as isolated patches (0 to 10 % of the surface) in the valley floor (Bonnaventure et al., 2012). As a result of the Kaskawulsh glacier retreat due to warming temperatures, meltwater drainage direction changed in the valley in 2016 (Chesnokova et al., 2020; Flowers et al., 2014; Foy et al., 2011; Main et al., 2022; Shugar et al., 2017). Since 2016, the A'äy Chù had a more restricted streamflow in terms of discharge and alluvial plain coverage, resulting in drying of the alluvial deposits and in more frequent and intense seasonal dust storms (Bachelder et al., 2020; Shugar et al., 2017). In a climate warming context, proglacial landscape will experience fast changes, leading to widespread warming and degradation of permafrost, especially in valleys. It is therefore important to better understand the characteristics of isolated permafrost features at southern limit of the discontinuous permafrost zone.

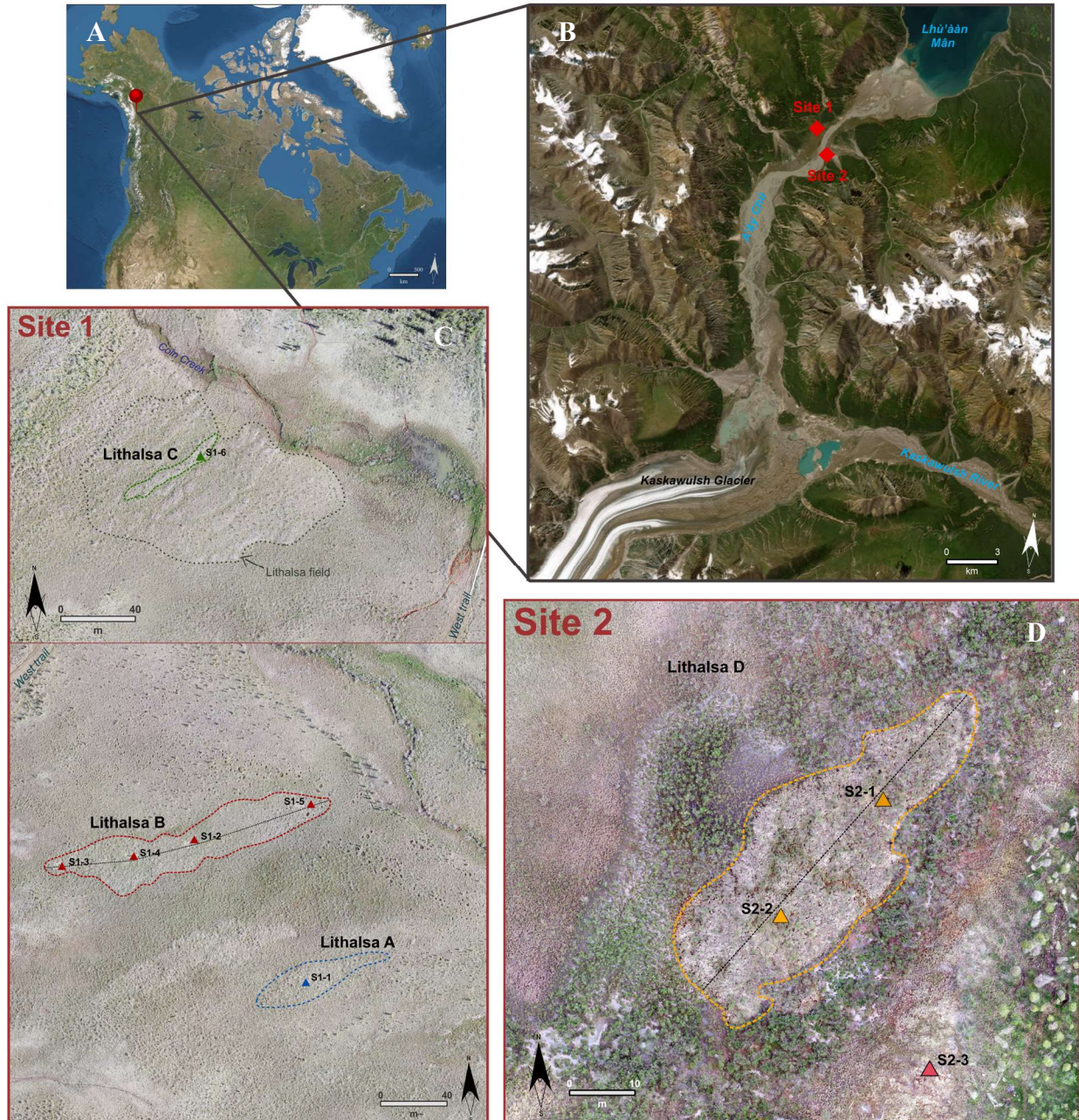
Lithalsas are mineral and cryogenic mounds that differ from palsas by the absence of a thick layer of peat at their surface (Harris, 1993; Pissart, 2002). Lithalsas are composed of fine sediments and segregated ice, growing with cryosuccion (Calmels et al., 2008; Seppälä, 2011; Wolfe et al., 2014). The excess of ice and its 9% expansion coefficient when freezing lead to frost heave and form a dome shaped cryogenic mound (Calmels et al., 2008; Pissart, 2013; Rempel, 2007). The mounds can have diverse shapes (circular, elongated or crescents-shaped), with heights ranging from a few decimeters to a few meters, and lengths ranging from 1 to 180 m (Allard et al., 1996; Seppälä, 2011; Wolfe et al., 2014). They generally form in discontinuous permafrost areas where ice segregation is possible due to low temperature gradients, but they can also form under specific conditions in continuous permafrost areas (Paquette et al., 2022; Pissart, 2002). Lithalsas are normally found where mean annual air temperature (MAAT) are between -4 and -6 °C, and with

mean air temperature (MAT) of the warmest month between +7 and +11 °C, to limit the summer accumulation of latent heat in the segregated ice (Pissart, 2002). More isolated lithalsas have been documented with warmer temperatures, and more specific surface conditions, such as those found close to Whitehorse with a MAAT up to -2 °C (Harris, 1993; Pissart et al., 1998).

The present work aims to investigate lithalsas in an area where permafrost has not recently been reported in the A'äy Chù valley floor. The only other documented permafrost features are a rock glacier on the eastern side of the valley in 1985 and buried glacier ice in the terminal moraine of Kaskawulsh glacier in 1966 (Denton et Stuiver, 1966; Harris et al., 1994). The objective of this study was to understand the processes of formation and evolution of the lithalsas in the A'äy Chù valley floor, in a wetland landscape. As permafrost is mainly confined to higher altitudes (Bonnaventure et al., 2012), we expected the lithalsas to be preserved due to local ecosystem conditions and their high ice content. Those permafrost features are by nature ice-rich, hence latent heat makes them more resilient against warm temperatures (Bockheim et Hinkel, 2005; Brown et Romanovsky, 2008; Outcalt et al., 1990). The objective was reached through a geocryologic approach, which aims to document and understand ground ice formation and distribution in the periglacial zone (O'Neill et al., 2019). We analyzed the cryostratigraphy of the lithalsas, focusing on the ice and sediment characteristics, and their geochemistry. Based on those results and their examination, we provided an interpretation of a lithalsa structure and formation, supported by an illustrated conceptual model.

### 3. Study site

The A'äy Chù valley (138°31'54.71"W ; 60°59'54.80"N) is located in southwestern Yukon (Figure 16), in the Kluane National Park (KNP). The boreal climate is dry and continental with a total annual precipitation of 261.4 mm, 60.7 % of which is rainfall, measured at the Burwash Landing



**Figure 16** – (A) Study area, in southwestern Yukon. (B) Study sites in KNP, in the A'äy Chù valley, in the distal zone of alluvial fans. (C) Site 1 and (D) Site 2: the drilled lithalsas A to D are contoured by colored dotted lines, and the triangles show the boreholes' location. The black dotted lines on lithalsas B and D are the longitudinal transects of thawed active layer measurements conducted in July and August 2021.

meteorological station, 47 km from the delta of A'äy Chù (Government of Canada, 2023; Kottek et al., 2017). MAAT is -2.7 °C, the MAT of the warmest and coldest month are +13.2 °C and -20.7 °C for the period 1991-2020 (Government of Canada, 2023).

The physiography of the region is marked by the Denali fault network, and Lhù'ààn Mân (Kluane Lake) is in the Shakwak graben, a section of Denali fault (Government of Yukon, 2021; Krebs et al., 2001). The folded relief of the mountains is composed of a wide range of rock types (Colpron, 2022). In a range of five km upstream of the sites, igneous rocks include volcanic rocks with basalt and andesite, and intrusive rocks with peridotite, gabbro, greenstone, diorite, granodiorite, quartz monzonite, and quartz mineral (Colpron, 2022). Sedimentary rocks include argillite, siltstone, sandstone, limestone, and anhydrite and gypsum minerals, and the metamorphic rocks are phyllite and marble (Colpron, 2022). The valley surficial deposits are till deposits, kame, glaciofluvial and fluvial terraces, and mainly neoglacial loess (Denton et Stuiver, 1966; Rampton, 1981). Modern alluvial deposits from A'äy Chù are composed of sand, silt and clay (Rampton, 1981). About ten large active alluvial fans of rounded to subangular blocs, gravels and sand are scattered along the valley walls, with inactive and stabilized sections inherited from large debris flows dating back to the Late Holocene (Koch et al., 2014).

During the last glacial maximum, the valley was entirely covered by the Macauley-Kluane glacier that retreated within the actual icefield between 12500 and 9780 BP (Denton et Stuiver, 1966). In southwest Yukon, the climate was wetter and colder than today during the Little Ice Age (Anderson et al., 2007, 2011). Then, the average winter temperature gained between 4 and 5 °C from 1870 to 1999, associated with an increased snow accumulation (D'Arrigo et al., 2005; Moore et al., 2002). During the LIA, the maximal extent of Kaskawulsh glacier was reached in the middle of the 1700's (Denton et Stuiver, 1966; Reyes et al., 2006). The A'äy Chù proglacial valley is 24 km long from the terminus of Kaskawulsh glacier, originating from Saint Elias mountains Icefield, down to Lhù'ààn Mân. It is situated at the boundary between the discontinuous and sporadic permafrost, which is mainly confined to the mountains (Heginbottom et Radburn, 1992). In the valley floor, permafrost is isolated (0 to 10 %) in specific areas such as rock glaciers (Harris et al., 1994; Rampton, 1981), buried glacier ice in the terminal moraine of Kaskawulsh glacier (Denton et Stuiver, 1966), and lithalsas. Permafrost in the valley floor only occurs due to specific local conditions, while the rest of the valley has seasonal frost.

## 4. Methodology

### 4.1 Field methods

At the end of May 2021, a thaw depth survey was conducted at 21 specific locations in the A'äy Chù valley, with 10 random probing points per site. The 21 sites were chosen to represent the terrain variability (e.g. vegetation, surface deposit). When the frost table was met by probing within 1 m of the surface, the ground was drilled to assess the presence of permafrost, which occurred exclusively in the lithalsas (at 2 of the 21 explored sites). We selected four lithalsas to characterize the permafrost cryostratigraphy. At Site 1 we chose the longest lithalsa (B), one from the middle of the lithalsa field (C) and a randomly selected lithalsa (A). Site 2 had only a single lithalsa (D).

A total of nine boreholes were drilled between June 5 to 26, 2021: six at Site 1 and three at Site 2 (Figure 16), which is the maximum that was allowed by the research permit provided by Parks Canada. All the boreholes were done on lithalsas except S2-3 that was drilled 5 m east of the lithalsa D. Prior to drilling, a characterization of the main strata of vegetation (> 50 % of the ground surface) was done in a 2 x 2 m quadrat around the borehole. The main vegetation strata were shrubs (height: 50 – 150 cm), herbs (height: 25 – 50 cm), and moss (height: < 10 cm). Relative humidity of the first 20 cm of soil was measured at four points within the quadrat, with a soil moisture meter (TDR 100 – Fieldscout™, Spectrum Technologies, Inc., accuracy of ±3 %). The thawed active layer was described and sampled with soil volumetric cylinders of 105 and 250 cm<sup>3</sup>. Frozen ground cores were extracted using a portable earth auger equipped with a 7.5 cm inner diameter core barrel with carbide teeth. The extracted cores were cleaned of coring mud in the field, then stored and transported frozen until analyses at the laboratory at the University of Montreal. In July and August 2021, the thawed active layer was measured again with the metal probe on lithalsa B (2021-07-13, n = 160 and 2021-08-11, n = 47) and lithalsa D (2021-07-01 and 2021-08-05 ; n = 58), every meter along a transect across the lithalsas (Figure 16).

Surface water was sampled mid-August 2021 at 17 different locations including lakes, streams, and ponds. Three samples were collected at each location with 20 mL HDPE bottles rinsed three times in the field. Drone flights were completed at the two sites with a DJI Phantom 4 Pro in June 2021, covering the lithalsas areas. Based on the drone images, orthomosaics and digital surface

models (DSM) of the study sites were then built using PIX4Dmapper<sup>®</sup> (75 % image overlap, 3 cm resolution, and a spatial accuracy of 50 and 150 cm for x and y axis, datum WGS 1984).

## 4.2 Laboratory analyses

The permafrost cores were cleaned and the cryostructures were described in a chamber at sub-zero temperatures following the French and Shur (2010) classification. Ice lenses thickness and angle were measured, along with the size and orientation of air bubbles in the ice. Soil layers were described by noting sediment type and color (Munsell color system for reference), organic matter characteristics (organization, decomposition state, origin), the presence of faults, and oxidation marks. The cores were then cut into sections according to the type of cryostructure, in order to associate each type of cryostructure to ice and sediments characteristics in further analyses. The core sections were then sealed in vacuumed plastic wrap. The water displacement method was used to obtain core volume ( $n = 142$ ). Each wrapped core was dipped in a tall beaker full of water, with their volume being equivalent to the volume of water that has been displaced, with an estimated error of  $\pm 2.1$  %. The water content was obtained by oven-drying the samples for 7 days at 60 °C. Gravimetric water content (GWC, %), volumetric ice content (VIC, %) and ice saturation index ( $S_i$ ) were obtained using the following equations [2], [3] and [4] (Paquette et al., 2022; Yershov, 2004):

$$[2] \quad GWC = \frac{M_t - M_s}{M_s} \times 100$$

$$[3] \quad VIC = \frac{(M_t - M_s) \times \frac{1}{\rho_i}}{V_t} \times 100$$

$$[4] \quad S_i = \frac{(M_t - M_s) \times \frac{1}{\rho_i}}{V_v}$$

where  $M_t$  is the frozen core total mass (g),  $M_s$  is the dry soil mass (g)  $\rho_i$  is the ice density (0.9175 g/cm<sup>3</sup>),  $V_t$  is the frozen core volume (cm<sup>3</sup>), and  $V_v$  is void volume in the core sample (cm<sup>3</sup>). The void volume per unit of soil volume is the calculated porosity. Pore volume was calculated from the water saturation of a known dry soil volume. Dry soil samples from the lithalsa's cores were selected to represent the soil texture variability in the cores ( $n = 33$ ). Then, the pore volume of the sediments in the core is used to calculate the excess ice content (EIC, %):

$$[5] \quad EIC = \frac{V_i - V_v}{V_t} \times 100$$

where  $V_i$  is the ice volume ( $\text{cm}^3$ ). The excess ice is therefore the ice that exceeds the volume of the pores in the core (van Everdingen, 1998).

Thin sections (0.5 mm thick) were made from four ice lenses (depths: S1-5, 144.5 cm; S1-6, 137.5 and 143 cm; S2-1, 101 cm). The ice thin sections were analyzed using natural and polarized light for crystallographic characterization (crystal size, major axis length and surface area).

The meltwater extracted from the samples was filtered with 0.45  $\mu\text{m}$  filters and stored at 4 °C in 20 mL HDPE bottles. The meltwater of 36 samples from S1-3, S1-6, and S2-2 was analyzed for major ions by inductively coupled plasma atomic emission spectrometry (Vista-Pro XX) for the cations and ion chromatography (Dionex ICS-2100) for the anions. Analytical reproducibility for solute analysis was  $\pm 5\%$ . Ion concentrations were normalized according to the ice content in the analyzed samples using the calculated GWC, and are therefore expressed in mg/kg.

The  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  and D/H ratios of the local surface water, of the water in the active layer and of the ground ice of permafrost ( $n = 110$ ), were determined using a Los Gatos Research liquid water analyzer coupled to a CTC LC-PAL autosampler. The analyses allowed simultaneous  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  and D/H ratios measurements of  $\text{H}_2\text{O}$  and were verified for spectral interference contamination. The results are presented with a  $\delta$ -notation ( $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta\text{D}$ ), where  $\delta$  stands for the parts per thousand differences for  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  or D/H in a sample with respect to Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW). Analytical reproducibility for  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta\text{D}$  is respectively  $\pm 0.3\%$  and  $\pm 1\%$ . D-excess ( $d$ ) that indicates the non-equilibrium conditions between condensation and evaporation processes was obtained using (Dansgaard, 1964):

$$[6] \quad d = \delta\text{D} - 8 \cdot \delta^{18}\text{O}$$

Pearson linear correlations were conducted separately on the major ions and isotopes, on normalized and standardized data using {stats} package in R (R Core Team, 2023).

Sediment grain size ( $n = 159$ ) above 250  $\mu\text{m}$  was measured by sieving (16000, 8000, 4000, 2000, 1000, 500, 250  $\mu\text{m}$ ), and the finer sediments sizes were analyzed through a laser particle sizer in duplicates (Malvern Mastersizer 3000<sup>®</sup>) to obtain the following sizes : 125, 63, 31, 16, 8, 4, < 4  $\mu\text{m}$ . The sediments classes and textures were then obtained with the R package “G2Sd” based on

Gradistat tool (Blott et Pye, 2001; Fournier et al., 2014). The organic matter content (n = 155) was measured by loss on ignition on two sub-samples of 0.5 g per sample, during 4 hours at 550 °C in a Lindberg furnace (Chambers et al., 2010). Measurements of pH and electrical conductivity (n = 155) were done on two sub-samples of the dry soil samples, following the procedure presented in *Soil Sampling and Methods of Analysis*, with a Fisherbrand™ accumet™ AB150 pH meter and a Multi-Parameter Testr™ 35 Series (Carter et Gregorich, 2007). The carbonate content of dry soil samples (n=19) was measured, representing the variability between and within the boreholes, by ignition of duplicates of the dry soil samples at 1000 °C for 1 hour. The soil mineralogy was analyzed on the same samples by X-ray diffraction using Malvern Panalatyca Aeris® XRD and the software HighScore®. Organic macro-remains were extracted from three depths of S1-2 for radiocarbon dates (49.5, 120 and 209 cm), all from the same silt sediment. They were identified as in situ herbaceous fragments, with a decreasing size with depth. The samples were submitted for <sup>14</sup>C and <sup>13</sup>C analyses at the Centre d'études nordiques radiochronology laboratory, that follow the Stuiver and Polach (1977) convention. They were analyzed after a HCl/NaOH pre-treatment when enough material was available. The radiocarbon ages were calibrated using CALIBomb for the modern date and IntCal20.14C for the others, they are presented in calendar age (Reimer et al., 2020; Reimer et Reimer, 2023). The presented statistical analyses were conducted exclusively with the data from the lithalsas' frozen samples. The dataset can be accessed with the DOI: 10.5885/45861CE-E0BD704154354DED.

## 5. Results

### 5.1 Sites characteristics

Lithalsas were investigated in the A'äy Chù valley at two sites. Site 1 is located between two alluvial fans on the western side of the valley (2.2 to 3 km wide) and Site 2 is in the distal zone of an alluvial fan (2.1 km wide), on the eastern side of the valley. The lithalsas were colonized by vegetation and located in alluvial deposits (Rampton, 1981), and they occurred on gentle slopes (2° at Site 1 and 2.5° at Site 2). The sites were characterized by a wetland ecosystem with poor drainage, and with a water table found at 0 to 10 cm from the surface at both sites in June 2021. The landscape of Site 1 was marked by rounded ponds with a maximum diameter of 2 m and depth of about 50 cm. Around the lithalsas the ground was seasonally frozen. At Site 1 and 2, the surrounding ground (n = 10 per site) was respectively thawed from a depth of 10 cm to more than



a meter, with a median of 36 cm (2021-06-11) and from 11 cm to more than a meter, with a median of 20 cm (2021-06-04), respectively. Seasonal frost was drilled in borehole S2-3, from 15 to 89 cm deep.

Several lithalsas were found at Site 1 (Figure 16). They were elongated and orientated parallel to the river. Close to the valley wall, there was a lithalsa field composed of a dozen of lithalsas 2 to 3 m apart. The other lithalsas were sparse and isolated, 230 m south-east of the lithalsa field. Site 2 had only one lithalsa. The dimensions of the lithalsas are detailed in Appendix 1.

All the lithalsas were characterized by a topography of three different levels. On the hillocks, smaller mounds of about 1 to 2 meters in diameter and a few decimeters high formed a heterogeneous topography of mounds and depressions. On them, a microtopography was shaped by tussocks forming small mounds. At both sites, the vegetation on the lithalsas was mostly composed of herbs (*Carex spp.*) up to 100 cm high and shrubs (*Salix spp.*) up to 150 cm high. Moss covered 25 to 50 % of the ground at Site 1, and 75 to 100 % of the ground at Site 2. On the hillocks, the organic layer thickness ranged from 3 to 8 cm at Site 1, and from 2 to 3 cm at the Site 2. The relative humidity of the first 20 cm of soil at the boreholes ranged from 26 to 50 % at Site 1 (June 15 to 26), and from 25 to 33.8 % at Site 2 (June 6 to 8).

Lithalsas A, B and D had 20 to 40 cm deep gullies. Their shape outline was irregular (Figure 16) due to ponds of water with a depth of about 30-70 cm. During another visit of the site in October 2022, the southwestern part of the lithalsa B was found thawed and flat. Lithalsa D was surrounded by water. The shape of ramparts, situated 6 meters west of the lithalsa D, was highlighted by the DSM obtained with the drone pictures photogrammetry (Appendix 2).

## 5.2 Cryostratigraphy

Table 1 and Table 2 present the ranges, averages, and standard deviations respectively for the ice and sediment characteristics. The detailed results for each borehole profile are given in the Appendix 3.

### 5.2.1. Thaw depth

In June 2021, the frost depth ranged from 18 to 30 cm at the six boreholes of Site 1, and from 12 to 17 cm at Site 2. In August 2021, at lithalsas B and D, the ground was thawed down to 91 cm and 72 cm on average. The thaw depth was deeper closer to water ponds (where soil conditions were

more humid) and in mounds rather than in depressions. The frost depth profiles for July and August are provided Appendix 4.

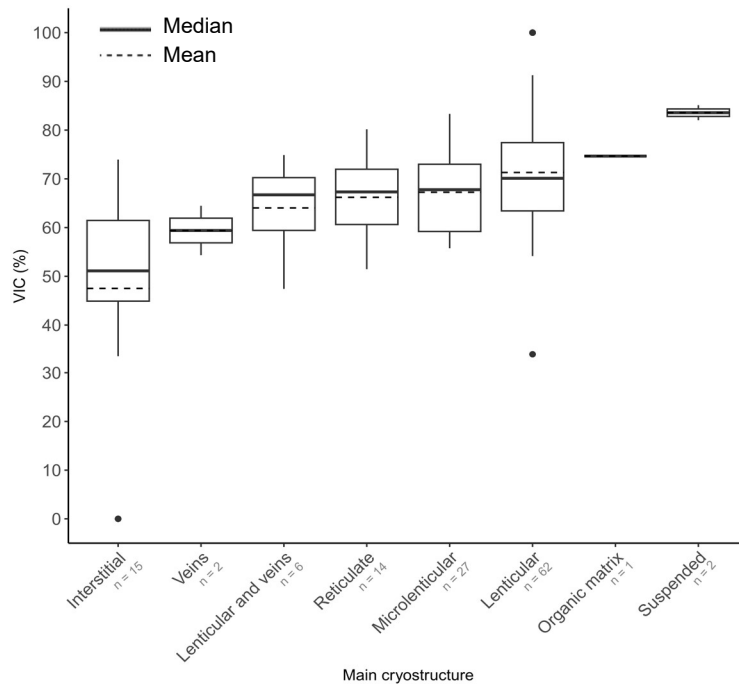
### 5.2.2. General ice characteristics

The nine boreholes had ice-rich cryofacies with high VIC even in the seasonal frost borehole S2-3. All the cryostructures had a median VIC above 50% (see Figure 17), including the less developed ones like interstitial. The excess ice average was 50.7 %  $\pm$ 13 at the first site, and 47.7 %  $\pm$ 20.3 at the second site, with a total average of 50.2 %  $\pm$ 14.4.

Table 1 shows the values of excess ice per borehole. The average ice saturation ratio was always above 1, which means that ice content exceeded the porosity. Standard deviations were high, showing a variability in the ice content.

**Table 1** - Ice characteristics of individual boreholes and sites : gravimetric water content, volumetric ice content, excess ice content, ice saturation ratio.

Borehole	GWC (%)			VIC (%)			EIC (%)			Ice saturation ratio (-)			n
	Range values	Mean value	Stand. Dev.	Range values	Mean value	Stand. Dev.	Range values	Mean value	Stand. Dev.	Range values	Mean value	Stand. Dev.	
S1-1	47.0 - 264.5	110.9	59.6	61.0 - 85.1	70.3	5.9	41.8 - 77.8	55.7	8.8	2.0 - 11.6	5.1	1.5	16
S1-2	37.5 - 149.8	70.8	14.2	57.2 - 83.3	65.1	4.8	37.9 - 75.1	48.0	6.9	2.9 - 10.1	3.9	0.9	21
S1-3	28.7 - 131.3	57.8	19.9	43.5 - 86.7	61.3	11.9	20.0 - 80.4	43.4	16.6	1.8 - 13.8	3.9	2.1	24
S1-4	18.5 - 112.5	62.1	22.3	33.4 - 80.2	63.0	9.7	10.3 - 70.3	45.3	13.2	1.4 - 8.0	3.9	1.6	26
S1-5	36.3 - 179.8	99.3	31.5	49.3 - 100	72.8	9.3	24.3 - 100	59.4	14.5	2.0 - 9.6	6.2	2.4	12
S1-6	50.6 - 177.9	129.4	80.4	58.3 - 100	72.2	8.6	38.6 - 100	58.7	12.7	2.7 - 12.3	6.3	3.7	16
S2-1	22.3 - 578.5	152.1	118.7	47.7 - 100	69.4	19.8	23.6 - 100	55.6	28.9	2.0 - 22.8	7.5	5.9	8
S2-2	29.1 - 148.0	71.7	24.8	33.8 - 80.0	62.1	12.1	3.4 - 71.3	45.1	18.0	1.1 - 9.2	4.1	1.6	19
S2-3	34.2 - 101.0	84.2	23.6	66.2 - 72.5	69.4	4.5	53.3 - 61.9	57.6	6.0	5.2 - 6.8	6.0	1.2	4
Site 1	18.5 - 264.5	84.6	48.3	33.4 - 100	66.7	9.1	10.3 - 100	50.7	13.0	1.4 - 13.8	4.7	2.2	115
Site 2	22.3 - 578.5	91.8	65.8	33.8 - 100	63.9	13.7	3.4 - 100	47.7	20.3	1.1 - 22.8	5.0	3.3	27



**Figure 17** - VIC of each cryostructure of the lithalsas. The vertical lines are the full range of the data, and the points are the outliers.

### 5.2.3. Talik

At Site 1, a supra-permafrost talik (i.e. an unfrozen zone above the permafrost table) was found in all the boreholes except in S1-6. It started between 58 and 93 cm deep, and ended between 90 and 129 cm deep with an average thickness of 39.2 cm. The talik at Site 2 was found in S2-1 and S2-2, respectively starting at 48 and 38 cm, down to 69 and 79 cm, with a thickness of 21 and 41 cm. Based on the height of the different lithalsas compared to the ground surface outside the mounds, at Site 1 the talik was “sub-aerial”, which means it laid under the ground surface, while it was “aerial”, i.e., above the ground at Site 2. The boundary between the frozen ground and the talik was progressive in some of the boreholes, like in S1-3 and S1-4 where the boundary core was a mix of thawed sediment and ice. At the bottom of five boreholes (S1-1, S1-3 to S1-5 and S2-2), the maximum depth of permafrost was met between 149 and 220 cm.

### 5.2.4. Sediments

The type of sediments at the two sites was homogeneous and mainly composed of silver-grey silt (GLE Y1 2.5 to 7/N). The lithalsas were composed of alternating layers of medium to very coarse silt, with a dominance of medium silt (up to 130 cm thick at S1-5). Silt content was similar at both sites with a mean of 67.1% and 65.7% in sites 1 and 2, respectively. Clay content was lower than 5% for both sites. A cumulative graph of the particle sizes is available in Appendix 5. Layers of

fine to very coarse sand were also found at the two sites. The main sediment texture was “sandy mud”, with presence of mud to slightly gravely sandy mud and sandy gravel layers. Sediments under the lithalsas were medium to coarse silt. The average porosity was  $0.5 \pm 0.04$  (0.34 – 0.62) for both sites, which means that pores occupied about half of the soil volume.

The mineralogy ( $n = 19$ ) of the lithalsas was composed mainly of quartz and calcite, respectively 45.8 % and 40.1 % at Site 1, and 53.2 % and 36.2 % at Site 2. Both sites had lower contents of fluorite and halite. Carbonates contents were higher at Site 2 with an average of 13.3 %  $\pm 6.7$ , than at Site 1 (average of 5.54 %,  $\pm 0.89$ ). The organic matter content was low with an average  $< 5$  % for both sites (Table 2), and organic matter residues had been observed in all the boreholes and at all depths. Many faults were found in 7 of the boreholes, and throughout the entire profiles. No faults were seen in S2-1.

**Table 2** - Sediment characteristics: grain sizes, soil density, dry bulk density, porosity, organic matter content, pH, electrical conductivity.

Variable	Site 1				Site 2			
	n	Range values	Mean value	Std. Dev.	n	Range values	Mean value	Std. Dev.
Gravel (%)	128	0 – 39.74	0.83	4.80	31	0 – 2.22	0.07	0.40
Sand (%)	128	0 – 88.37	26.45	18.09	31	0 – 72.50	20.38	18.03
Silt (%)	128	0 – 90.32	67.13	21.24	31	0 – 89.73	70.88	20.58
Clay (%)	128	0 – 9.48	3.25	2.04	31	0 – 12.54	5.44	3.34
Soil density (g.cm <sup>-3</sup> )	106	1.79 – 3.02	2.51	0.24	22	2.04 – 2.74	2.39	0.20
Dry bulk density (g.cm <sup>-3</sup> )	117	0 – 1.89	0.84	0.31	26	0 – 1.12	0.69	0.28
Porosity (-)	25	0.34 – 0.58	0.49	0.03	8	0.42 – 0.62	0.47	0.06
Organic matter content (%)	125	1.53 – 28.2	3.68	3.14	30	0.78 – 17.66	4.65	3.77
pH (-)	125	7.66 – 8.21	7.86	0.10	30	7.42 – 8.15	7.81	0.21
Electrical conductivity (µS/cm)	125	130 - 1250	680.84	237.93	30	301.5 - 2040	1063.7	611.23

#### 5.2.5. Cryostructures and VIC in the boreholes

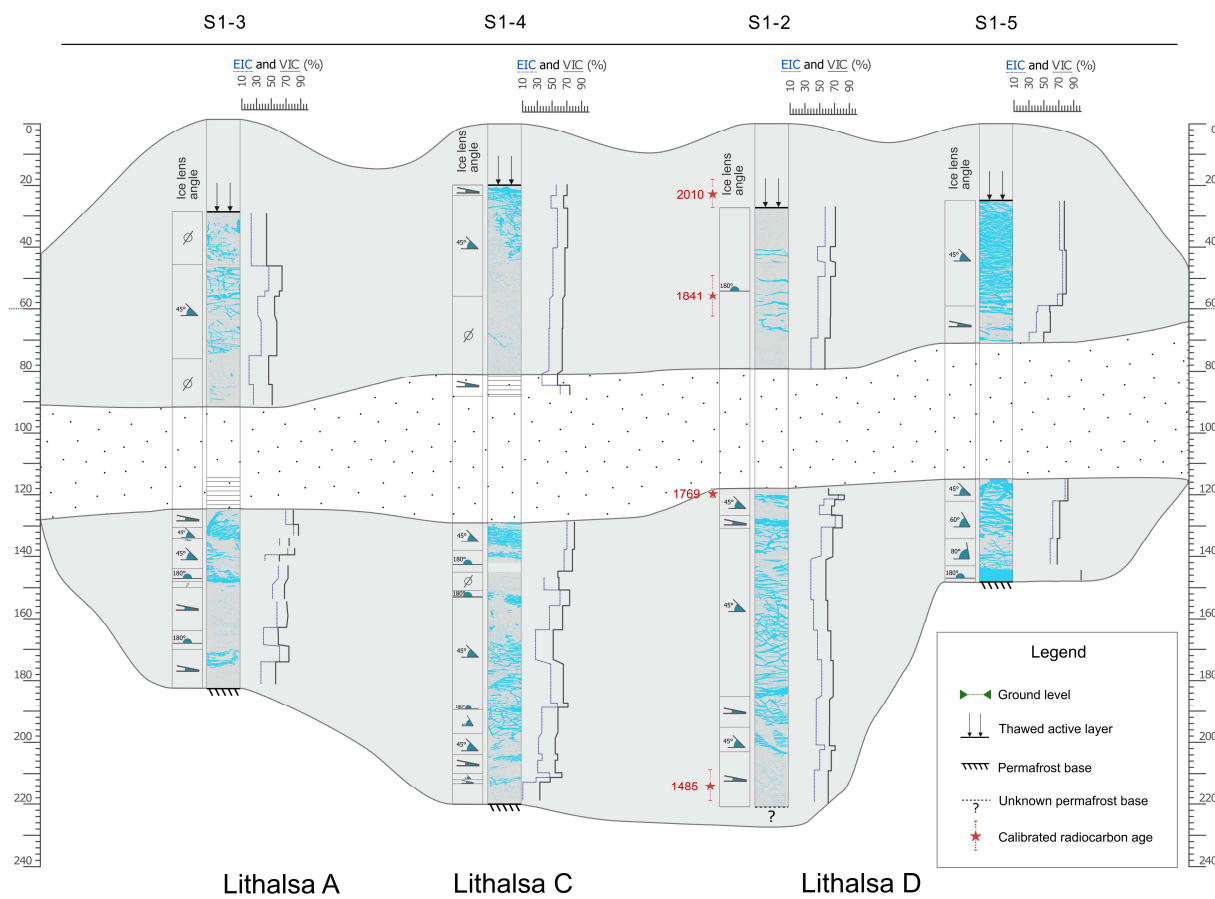
The visible and non-visible interstitial cryostructures were merged in a single “interstitial” category because the difference between the two cryostructures was too difficult to assess in fine sediments such as silt. The cryostructures with the highest mean VIC were suspended (83.6 %), organic matrix (74.7 %) and lenticular (71.3 %). The cryostructures with the lowest mean VIC were veins (59.4 %) and interstitial (47.5 %), as shown in Figure 17. The lenticular cryostructure was the most common found in all the lithalsas and represents 48.5 % of the samples (Appendix 6), followed by

the microlenticular cryostructure (20.9 %). The cryostructures and VIC were shown in Figure 18, for each borehole profile.

The lenticular cryostructure was found at all depths in all the boreholes. The microlenticular cryostructure was almost equally found above and under the taliks in the different boreholes. Interstitial cryostructure that represents 11.2 % of the cryostructures were found mainly above the taliks, and sporadically under the taliks. They were mainly found in the first 93 cm at Site 1 and in the first 48 cm at Site 2. The reticulate cryostructure, which represented 10.4 % of the samples was found only under the taliks, deeper than 92 cm at Site 1, and deeper than 79 cm at Site 2. The combination of lenses and veins only occurred above the taliks, down to 93 cm at Site 1 and did not occur on the lithalsa of Site 2. The suspended cryostructure was only found at Site 1 under the taliks, in F1 from 105 to 109 cm (VIC of 85.1 %) and in F5 between 115 and 122 cm (VIC of 82 %). Single ice veins were rare and only found above 63 cm in S1-3. Organic matrix was encountered only once, in S1-6 from 18 to 34 cm, because of a high density of thick roots, rootlets and undecomposed organic fine fibers, originated from the shrubs *Salix spp.* and herbs *Carex spp.* at the ground surface.

Immediately under the taliks, well-developed cryostructures such as lenticular, reticulate or suspended were found.

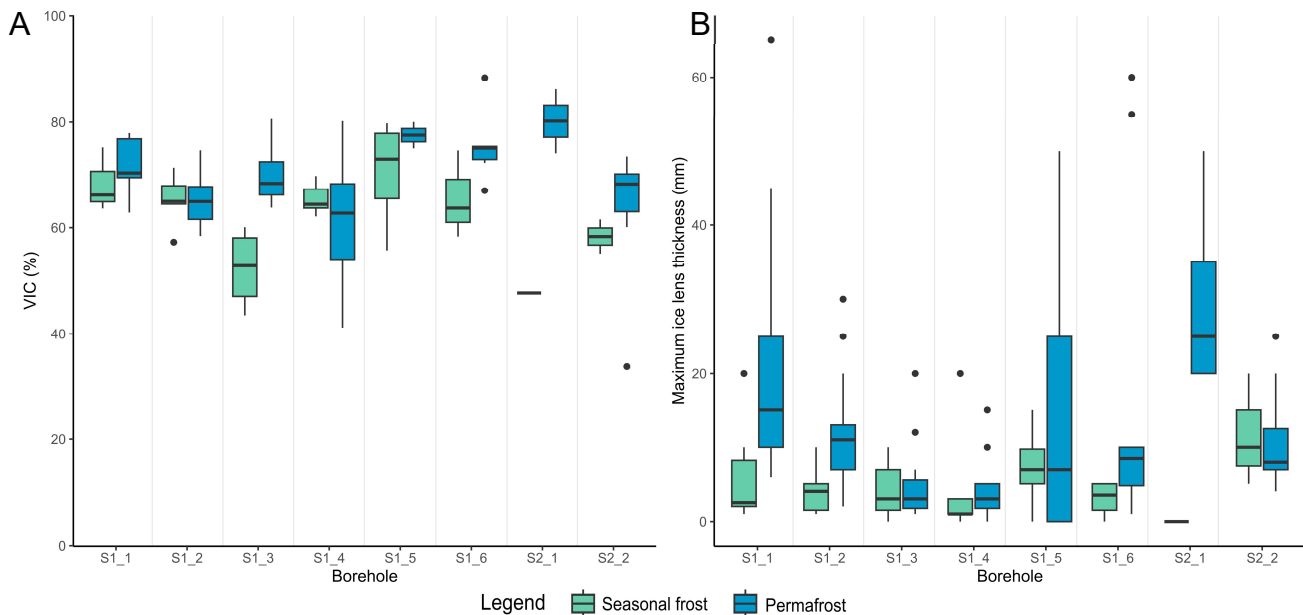
# Lithalsa B



**Figure 18** - Cryostratigraphy of the boreholes in lithalsas A to D, with EIC, VIC and ice lens angle. The level of the unfrozen surrounding ground is shown. The calibrated  $^{14}\text{C}$  of S1-2 are expressed in calendar age (cal AD). The borehole sections with black horizontal stripes in S1-3 and S1-4 were half frozen and half thawed cores.

At S1-1 the highest VIC were in the layers beneath the talik with values ranging from 73.5 to 85.11 % from 92 to 109 cm deep, in which the cryostructures were interstitial, reticulate and suspended. Another peak was observed close to the bottom of the profile at 144.5 – 149.5 cm with a VIC of 85 % and was associated with a thick ice lens of 4.5 cm. At S1-2 to S1-4 the boreholes had their higher VIC right under the talik as well, at a depth between 117 and 129 cm depending on the borehole, with a VIC ranging from 79.7 and 83.3 %, with lenticular and microlenticular cryostructures. S1-5 had a similar value right under the talik (82 %) with a suspended cryostructure, and it reached its highest VIC value at the bottom of the borehole at 144.5 cm with a 3 cm ice lens (VIC of 100 %). The highest VIC averages per borehole were found in S1-5 and S1-6. In summary, the values of VIC were higher under the talik than above in most of the boreholes (see Figure 19-A).

The borehole S1-6 did not have a talik, it had a decreasing VIC / EIC from 74.7 / 62.2 % at 18-34 cm to 58.3 / 38.6 % at 70.5-79 cm, with associated cryostructure of an organic matrix, usually ice-rich, medium to poorly developed lenticular and microlenticular. The VIC / EIC peaked at 79-93.5 cm (74.9 / 63.1 %) with a very well developed reticulate cryostructure. Under 105.5 cm high VIC ranged from 72.2 to 100 %.



**Figure 19** - VIC (A) and maximum ice lens thickness (B) above and under the talik for all the boreholes. S1-6 did not have a talik. The thick horizontal lines represent the median, the vertical lines are the full range of the data and the points are the outliers.

### 5.2.6. Ice lenses

Ice lens thickness ranged from less than a millimeter up to 115 mm at the first site and up to 50 mm at the second site, the maximum ice lens thickness frequency is available in Appendix 6. Except for S1-3 and S2-2, all the boreholes had higher maximum ice lens thickness values under the talik than above. The boreholes S1-3 and S1-4 possessed the cores with the smallest ice lens medians and their ice lens thickness did not go above 20 mm (see Figure 19-B).

The orientations of the ice lenses were horizontal, subhorizontal, and were also at a tilted angle up to 80° (Figure 18). At Site 1, 45° tilted lenses were found above the taliks in all the profiles, from 25 to 76 cm, except at S1-2 where the lenses were horizontal from the thaw front down to the start of the talik at 79 cm. A pattern showed that the lenses were mainly orientated from 0° (horizontal) to 45° mostly at all depths and became horizontal to subhorizontal at the bottom of the profiles.

Cristallography (Appendix 7) showed that the ice lenses had prismatic ice crystals with a various number of sides, mainly six or seven. The length of the ice crystals was as long as the ice lens was, up to 5.5 cm. The width of the crystals was between 0.2 and 3 cm.

## 5.3 Geochemistry

### 5.3.1. pH and electrical conductivity

The sediments were neutral to alkaline, with pH profiles ranging from 7.4 to 8.2 between the two sites. The electrical conductivity was variable at both sites, but higher at Site 2, with an average of 1063.7  $\mu\text{S}/\text{cm}$ .

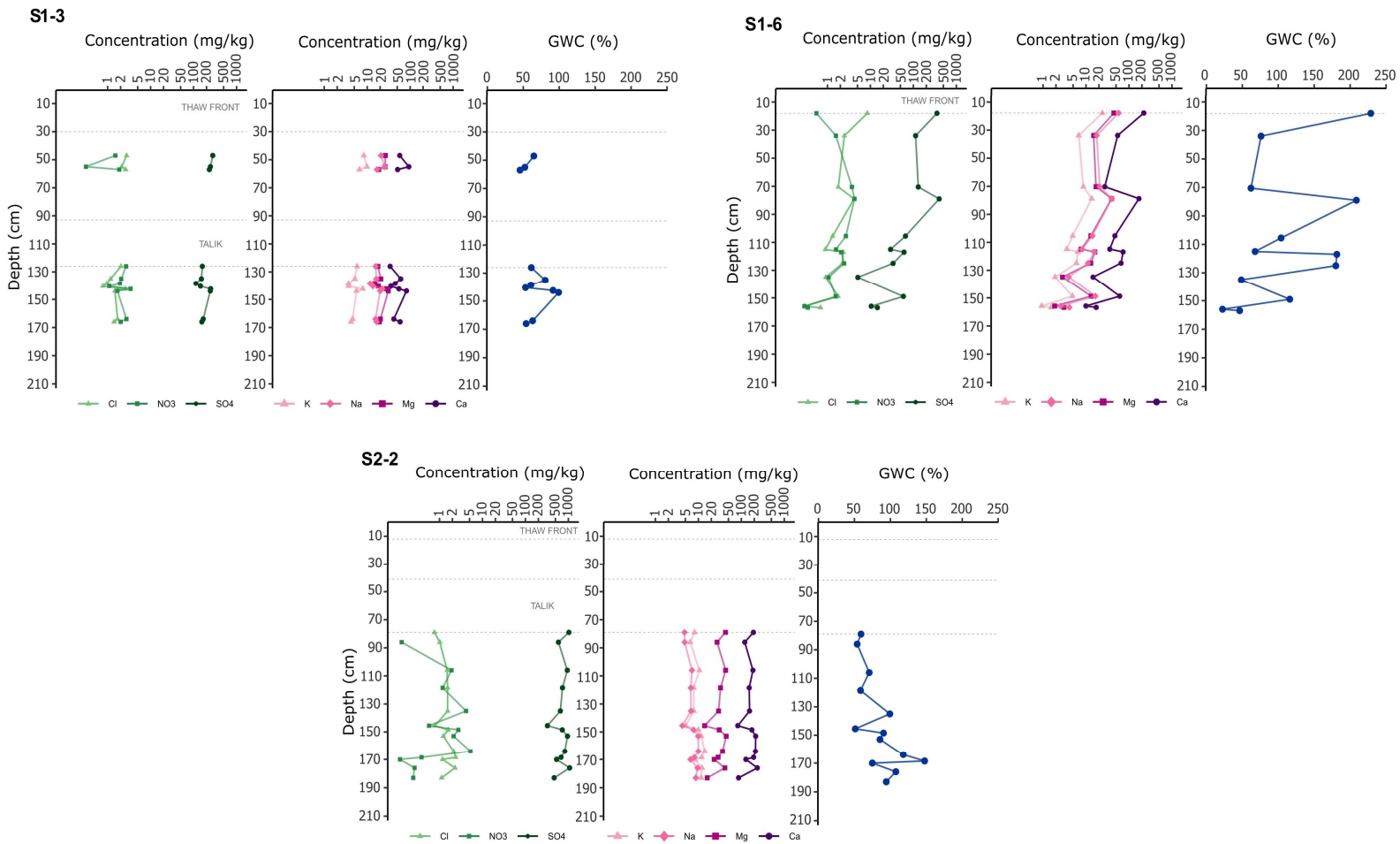
### 5.3.2. Major ions

The analyzed boreholes (S1-3, S1-6, and S2-2) showed a  $\text{SO}_4^{2-}$  and  $\text{Ca}^{2+}$  geochemical facies (Figure 20). Both sites had a high content of  $\text{SO}_4^{2-}$  and  $\text{Ca}^{2+}$ . Concentrations of  $\text{Mg}^{2+}$  were non negligible in the three profiles (between 1.9 and 45.1 mg/kg).  $\text{Na}^+$  concentrations were higher at Site 1 than at Site 2. Lower contents of  $\text{Cl}^-$  and  $\text{NO}_3^-$  were measured in the three boreholes ( $< 10$  mg/kg).

The ion concentrations were relatively stable along the profiles, except for S1-6 in which ions concentration decreased with depth. The complete permafrost profile of S1-6 showed a drop of the  $\text{SO}_4^{2-}$  concentration from 358.6 mg/kg right under the thaw front at 18 cm to 14.7 mg/kg at 157 cm. All the major ions of S1-6 presented a peak of concentration at the depth of 79 cm. The Pearson



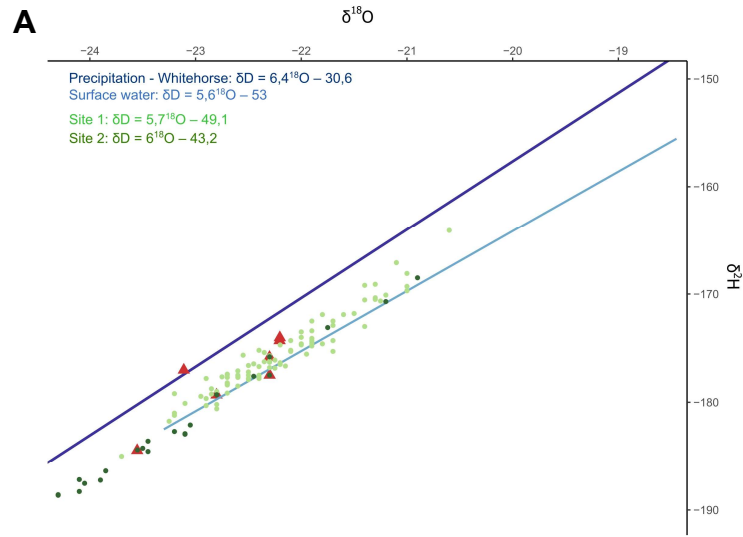
coefficient of linear correlation showed that none of the ion concentrations was strongly correlated with depth or VIC. Nonetheless, some of the ion concentrations were correlated between them.  $\text{Ca}^{2+}$  had a strong correlation with  $\text{K}^+$  ( $r = 0.84$ ) and  $\text{Mg}^{2+}$  ( $r = 0.89$ ),  $\text{SO}_4^{2-}$  ( $r = 0.9$ ) was also correlated with  $\text{K}^+$  ( $r = 0.75$ ) and  $\text{Mg}^{2+}$  ( $r = 0.82$ ). The concentrations of  $\text{Cl}^-$  were also correlated with  $\text{Na}^+$  ( $r = 0.8$ ) and  $\text{K}^+$  ( $r = 0.75$ ).  $\text{K}^+$  and  $\text{Mg}^{2+}$  were correlated with  $r = 0.82$ . All the mentioned correlations had a  $p$ -value  $< 0.001$ .



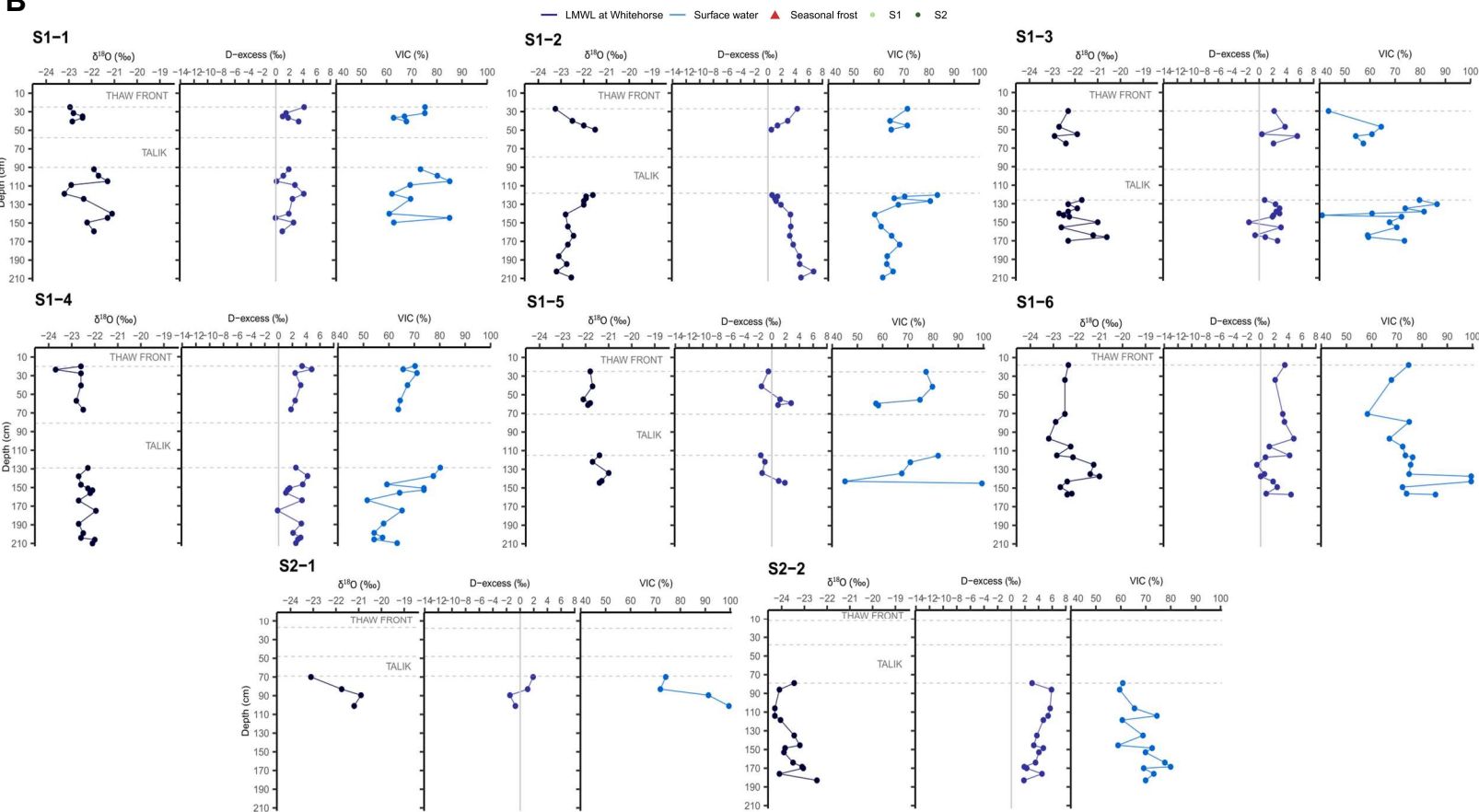
**Figure 20** - Major ions, GWC and depths in the boreholes.

### 5.3.3. Stable water isotopes

The lithalsas samples followed the surface water line (Figure 21-A), except for the lowest values of  $\delta^2\text{H}$  and  $\delta^{18}\text{O}$ . The slope of Site 1 ( $\delta\text{D} = 5.7^{18}\text{O} - 49.1$ ) was lower than Site 2's ( $\delta\text{D} = 6^{18}\text{O} - 43.2$ ), and close to the surface water slope ( $\delta\text{D} = 5.6^{18}\text{O} - 53$ ). The ranges of  $\delta^{18}\text{O}$  were stable within each borehole, between  $-20.6$  and  $-24.3$  ‰ (average of  $-22.4 \pm 0.8$ ), with variations following a sawtooth pattern according to depth (see Figure 21-B). The  $\delta^{18}\text{O}$  signature above the



**B**



**Figure 21** - (A) Stable water isotopes  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  with seasonal frost and surface water isotopic signature from the valley, and LMWL. (B)  $\delta^{18}\text{O}$ , D-excess and VIC in the boreholes' profiles.

talik was not significantly different than under (Appendix 8). The most negative values of  $\delta^{18}\text{O}$  were found in S2-2, with concentrations ranging from  $-22.5\text{‰}$  at 183 cm to  $-24.3\text{‰}$  at 106 cm.  $\delta^2\text{H}$  ranged from  $-188.65$  to  $-164.1\text{‰}$  (average of  $-176.8 \pm 4.8$ ). D-excess values were mainly

positive or close to 0 ‰, with occasional negative values (average of  $2.3 \pm -1.8$ ). On Figure 21-B, variations of  $\delta^{18}\text{O}$  concentrations follow VIC oscillation throughout the profile. The Pearson linear correlation showed that a quarter of  $\delta^{18}\text{O}$  variation was explained by VIC ( $r = 0.25$ ,  $p$ -value = 0.01), as well as a fifth of  $\delta^2\text{H}$  variation ( $r = 0.2$ ,  $p$ -value = 0.035).

#### 5.3.4. Radiocarbon dates

The calibrated  $^{14}\text{C}$  dates of the herbaceous macro-remains from S1-2 were 110, 195 and 380 BP  $\pm$  15 respectively (1841, 1769 and 1485 calibrated calendar ages) at the depths 49.5 to 62.5, 120 to 121.5 and 209 to 219 cm (see Figure 18).  $\text{D}^{13}\text{C}$  and  $\text{D}^{14}\text{C}$ , were respectively, in the same order of depth, -27.5 and -13.8, -27.3 and -24.2, -25.7 and  $-46.3 \pm 1.6$  ‰. At 23 cm deep (borehole S1-2), the macro-remain dated modern, back to  $2010 \pm 0.09$ , with  $\text{D}^{13}\text{C}$  and  $\text{D}^{14}\text{C}$  of -29.4 and  $48.8 \pm 2$  ‰.

## 6. Discussion

### 6.1 Azonal permafrost conditions and the growth of lithalsas in the A'äy Chù valley

#### 6.1.1. Field characteristics

To our knowledge, the present article is the first one to report lithalsas in the A'äy Chù valley. Permafrost also occurs in the form of a rock glacier located about mid-valley along the East Trail (Harris et al., 1994). The formation of the lithalsas was most likely “ecosystem-driven”, which implies that permafrost aggradation resulted from the coupling between climate and the local characteristics of the ecosystem and not climate alone (Shur et Jorgenson, 2007). Specific *in situ* biophysical characteristics most likely favored a negative heat balance at the ground surface, with fine frost-susceptible sediment, high water availability and the growth of an organic cover. Ice segregation and ice aggradation occurred, then formed the lithalsas (Konrad, 1999; Pissart, 2013; Taber, 1929).

Alluvial fan and river dominated the sedimentation dynamics at the two sites, which are now stabilized and vegetated. The low slope of the sites and the poor hydraulic conductivity of the fine substrate both led to saturated sediment conditions and to the formation of a wetland (Alyamani et Sen, 1993; Kasenow, 2002).

The relative humidity values of the first 20 cm of soil (25 – 50 %) in June 2021 were mainly under the average soil porosity of 0.5 measured in the laboratory, indicating humid soils but mostly not saturated. As the thaw front deepens in the lithalsa during the summer season, the layer of unsaturated soil becomes thicker. The tussocks coupled to the moss cover observed on the lithalsas formed a thin yet porous and insulating layer typical of lithalsa (Harris, 1993; Seppälä, 2011; Yi et al., 2007). This organic layer favored the deeper penetration of the freezing front. The subsequent formation of segregated ice induced frost heave and generation of a mound (Rempel, 2007; Taber, 1929). Once the lithalsas started to grow, they became disconnected from the water table, and the ground surface humidity decreased which enhanced the local thermal offset.

Both sites were exposed to the wind in the valley. Meteorological measurements 5 km upstream from Site 1 showed a wind speed average of 3.4 m/s  $\pm$ 2.7 with a maximum of 16.2 m/s for the cold season period of October 2021 to February 2022 (D. Bellamy, personal communication, June 2, 2023). Snow cover is swept and compacted by wind which favors initiation of lithalsa growth with greater heat loss in winter compared to areas with a thicker snow cover (Calmels et al., 2008; Isaksen et al., 2011; Ishikawa, 2003; Seppälä, 1994, 1995, 2011). Once the lithalsas start to rise due to ice aggradation, their snow cover gets even thinner due to their aerodynamic shape which favors heat loss and ultimately their aggradation.

#### 6.1.2. Growth of the lithalsas

The internal structure of the lithalsas is the result of their growth and evolution processes. During the mounds formation, frost heave can create numerous faults in the frozen sediments (Calmels et al., 2008; Seppälä, 2011; Taber, 1929). Lateral frost thrusting happens as the lithalsa grows and the freezing front progresses at the surface and the sides of the mound, creating tilted lenses, as seen in Figure 18 (Pissart, 2013; Pissart et al., 2011). The slow freezing front then deeply advances with good water supply and a sustained cryosuction from the surrounding saturated sediments. As a result, ice segregation led to the formation of diverse cryostructures. The most developed one were then found deeper in the profiles, in permafrost, such as well-developed lenticular and reticulate cryostructures (Arenson et al., 2008). The slow and continuous crystallization is also supported by the elongated crystals seen in the ice thin sections (depths from 101 to 149 cm) and by the larger representation of lenticular compared to microlenticular cryostructures. The latter was mainly found in the seasonal frost. The high ice content makes the lithalsas more resilient to warmer

temperatures such as in sporadic permafrost zones. The high quantity of latent heat that is required to melt the accumulated ice slows down the thawing front progression (Outcalt et al., 1990).

At Site 1, the borehole S1-6 was the only one that did not have a talik. For this reason, we consider this borehole as an indicator of the ancient profiles of the other boreholes of Site 1, prior the formation of the talik. The active layer of S1-6 reached at depth of 79 cm, it had a decreasing VIC from 18 to 79 cm, with cryostructures that were moderately to poorly developed. The active layer was followed by the transition zone from 79 to 93.5 cm, that had a reticulate cryostructure with a peak of VIC and of ion concentration for this section. The permafrost developed down to a minimum of 1.7 m. Based on the thawed active layer measurements conducted in August 2021 on the lithalsas B (79 to > 100 cm deep, 91 cm of average, see Appendix 4), the bottom of the active layer of the other boreholes of Site 1 corresponded to the top of the talik, at a maximum depth of 93 cm. The talik was then supra-permafrost. The frozen ground layer right under the talik was permafrost enriched in ice. This layer was deeper than the transition zone of S1-6, which indicated that the transient layer thawed in those boreholes. This layer showed a peak of VIC and EIC with thick ice lenses and a reticulate cryostructure. It marked the actual start of the permafrost body down to at least 2.2 m.

At Site 2, the talik was also supra-permafrost, with the seasonal frost atop. The active layer was thawed down to the start of the talik in August 2021 (48 to > 100 cm deep, 91 cm of average, see Appendix 4). The active layer above the talik had poorly developed cryostructures, mainly interstitial ice with a secondary lenticular cryostructure, associated with the lowest VIC of the profile. There was no significant change of cryostructure or VIC under the talik that could have indicated a transition-like layer. The transition zone thawed when the talik formed. Permafrost developed down to at least 1.9 m.

The ice-rich lithalsas had a total average VIC of 66.2 %, which meets the usual 50 to 80 % VIC values of lithalsas (Allard et al., 1996; Wolfe et al., 2014). In the lithalsas' silty sediments, the VIC corresponded to a total average EIC of 50.2 %. We propose that this value is representative of lithalsas in general based on our VIC, although no EIC data of other lithalsas were found in the literature to compare with. At Site 1, the EIC accounted for at least 36.5 to 55.5 % of the height of lithalsas A and B, taking into consideration only the seasonal frost values (i.e. above the sub-aerial talik). While the excess ice under the talik most likely played a role in shaping the dome, the

unfrozen layer may have reduced its overall height contribution. For S1-6, which did not have a talik, the EIC accounted for 61.3 % of the height of the lithalsas. At Site 2, between 32.8 and 45.6 % of the height was attributed to the EIC (considering the entire profiles, because the talik there is aerial).

### 6.1.3. Geochemistry composition and age of the lithalsas

The mineral composition of the lithalsas' sediments was similar to that of the aeolian dust originating from A'äy Chù alluvial deposits (Bachelder et al., 2020). Both were composed of quartz and calcite, and had high ion contents of sulfates and calcium, as well as carbonates. The lithalsas' sediments also had the geochemical signature of the local bedrock upstream of the sites, that contains gypsum ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), limestone ( $\text{CaCO}_3$ ), and felsic intrusive rocks from Outpost Mountain pluton (Colpron, 2022). Limestone is particularly sensitive to mechanical and chemical weathering, especially under frost action (Bock, 1961; Emmanuel et Levenson, 2014; Matsuoka, 1990). The silt frost susceptibility was enhanced by the high contents of adsorbed cations, especially  $\text{Ca}^{2+}$  that favor the frost heaving capacity of the soil (Darrow et al., 2009). The excess ice results confirmed the frost susceptibility of the lithalsas' sediments: the samples with a VIC exceeding their porosity capacity contained excess ice, which was the case of all the samples.

The isotopic results imply that the ice of lithalsas formed in a colder environment (St Amour et al., 2005). The lithalsas  $\delta^{18}\text{O}$  average of -22.4 ‰ was similar to the spring water from the East Trail rock glacier - thawed active layer and/or permafrost -, which had an average  $\delta^{18}\text{O}$  of -22.9 ‰ in 1989 (Harris et al., 1994). The range of  $\delta^{18}\text{O}$  from the lithalsas (-20.6 to -24.3 ‰) was within the  $\delta^{18}\text{O}$  range of the tip of Kaskawulsh glacier in 1963, a few inches deep (Macpherson et Krouse, 1967). The  $\delta^2\text{H}$  data plots below the LMWL, but along that of surface waters. In addition, the sawtooth variation of ice isotopes indicated changes in freezing conditions, interannual variation of temperatures, or climate variation (Dansgaard, 1964; Lacelle et Vasil'chuk, 2013).

The geochemistry data strongly suggests that the ice formed in a colder environment. The  $^{14}\text{C}$  dates from S1-2 showed an age of 110 BP  $\pm$ 15 (1841 cal AD) in the active layer. At the top of permafrost, right under the talik, the date was 195 BP  $\pm$ 15 (1769 cal AD), and it was 380 BP  $\pm$ 15 (1485 cal AD) at the bottom of the profile. We interpreted the dated macro-remains as herbaceous vegetation that grew in humid conditions prior the formation of the lithalsas (Moog, 1998). Therefore, the dates showed the minimum age at which the permafrost froze the organic macro-remains and their

surrounding sediments. The lithalsas' formation started at least after 380 BP  $\pm$ 15 (1485 cal AD), which corresponds to the cooling period of the Little Ice Age (LIA). During that time period, in southwest Yukon, temperatures were at least 4 to 5 °C colder than today during winter, and the climate conditions were wetter than today (Anderson et al., 2007, 2011; Moore et al., 2002). Therefore, the cryostratigraphy and geochemistry of seasonal ice represent conditions following the one-sided freezing of 2020-2021 winter (above talik), while that of permafrost ice gathers conditions spanning tens to hundreds of years.

## **6.2 Recent degradation of the lithalsas: towards a final thaw ?**

Several field observations depicted a degradational state for the lithalsas A, B and D, such as thermokarst ponds, ramparts, and supra-permafrost taliks. Thermokarst ponds and ramparts most likely formed years to decades ago, and show the past extent of the lithalsa D, which was then almost twice as large as it was in summer 2021 (Calmels et al., 2008; Pissart, 2002). Then, the presence of the supra-permafrost talik shows that the active layer only partially froze-back during winter 2020-2021. A thermal disequilibrium first caused a deep progression of the active layer into the lithalsas core. The lateral and vertical thaw occurred in the original upper part of the lithalsas, and was likely caused by a succession of warm summers and warm winters, and/or exceptionally thick snow conditions (Seppälä, 1994). The transition zone, and the deeper ice lenses melted but also slowed the progression of the thaw front due to their high ice content, the thaw front then became stagnant, which explains why the permafrost core was preserved (Bockheim et Hinkel, 2005; Outcalt et al., 1990; Shur et al., 2005).

The talik will most likely progress downward which will ultimately lead to a complete thaw of permafrost. When the talik is connected to the water table, heat transfer from surrounding saturated unfrozen ground then reinforces the preservation of the talik (Chen et al., 2023; Connon et al., 2018; Devoie et al., 2019). Plus, the observed partial thaw of the southwestern part of lithalsa B in October 2022, and thermokarst ponds around the lithalsas imply that the humidity conditions will most likely sustain positive warming feedback that would lead toward a final thaw. Finally, growth of shrubs on the lithalsas traps snow and change snow properties conditions which creates another positive feedback to thawing (Ishikawa, 2003). Although degradation and subsidence is part of the normal evolution cycle of a lithalsa, the A'äy Chù lithalsas experience thaw that is most likely induced by warmer climate, in sporadic permafrost area (Allard et al., 1996; Pissart, 2002).

In the A'äy Chù valley, lithalsas are experiencing degradation that will likely lead to complete thaw within the next decades. The delimitation of ramparts shows that the lithalsas started to decrease in size and height years to decades ago. This ice rich permafrost, dating back to the LIA, has been evolving to find a thermal equilibrium with the warming local climate, and more recently with talik formation.

### **6.3 Conceptual model of the lithalsa development**

The present conceptual model is based on the merged results coming from the two studied sites and their lithalsas, and the different stages are illustrated in Figure 22.

#### *Stage 0 – In situ conditions preceding lithalsa formation*

The lithalsas formed on an active alluvial sedimentation zone. The fine sediments were deposited by streams incised in the fans and the river while vegetation grew, adapted to wet environments. After stabilization of the alluvial fan and riverbank, the wetland was composed of a frost susceptible silty substrate, with a high water availability and an thin organic layer at the surface. The ecosystem conditions were met to create a thermal offset and start permafrost aggradation when a colder climate allowed it.

#### *Stage 1 – Permafrost aggradation and the growth of lithalsa*

Ice segregation occurs with a predominance of lenticular cryostructures whilst the freezing front goes deeper in the saturated material, and as a consequence the ground atop starts to rise with frost heave (Stage 1.a – Cold season). The deepest lenses resist the thawing of the next warm season because of the local thermal offset and of the ice content (Stage 1.a. – Warm season). The high amount of latent heat that is required to melt the segregated ice slows the progress of the thawing front until the next cold season.

The freezing front penetrates deeper. Its slow propagation in saturated soils sustains cryosuction, which allows formation of thick ice lenses and well-developed reticulate cryostructure (Stage 1.b). The penetration of the freezing front from the side of the lithalsa creates ice lenses tilted up to 80° causing lateral frost thrusting and expansion of the lithalsa. The inclination of lenses decreases with depth, where the shape of the lithalsa has less influence on the orientation of the freezing front. The lithalsa lateral and vertical growth phase lasts decades to centuries.



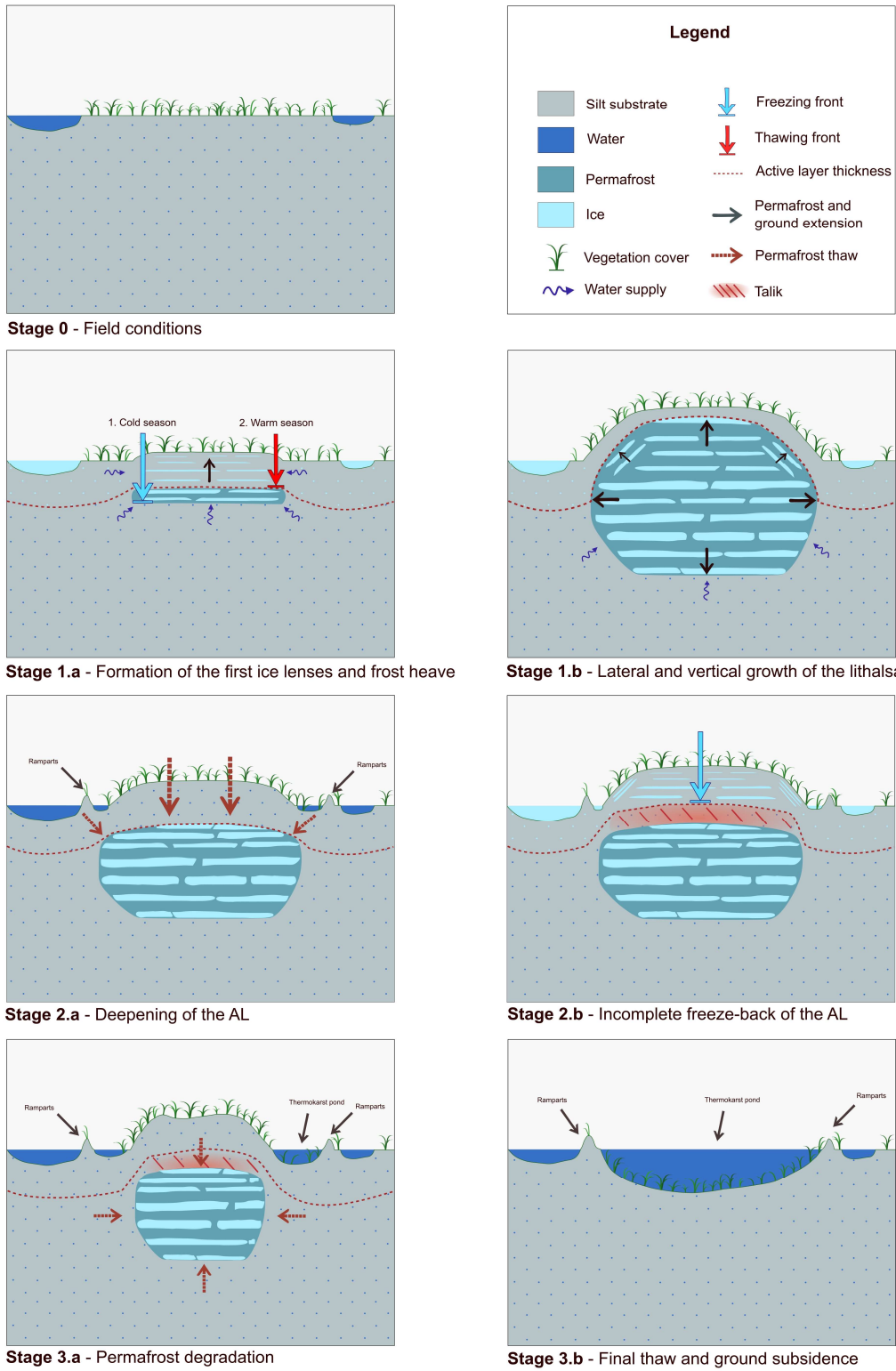
### *Stage 2 – Formation of a supra-permafrost talik*

The first step of degradation is the deepening of the active layer into permafrost (Stage 2.a). The thermal disequilibrium can be due to a succession of warmer summers and/or winters, and/or a thicker snowpack. As a result, lateral and vertical thaw of the mound occurs. Degradation of the margins of the lithalsas creates ramparts and develops a wetter environment around the lithalsa. Yet, the progression of the thaw front is slow and stagnates in ice rich permafrost which prevents deeper degradation.

During the following cold period, the freeze-back of the active layer is incomplete which creates a supra-permafrost talik (Stage 2.b). The talik can be aerial, that is isolated from the water table, or sub-aerial, that is connected to the water table and influenced by subsurface flow. The talik body can vary in thickness from one year to the other according to variations in annual freeze-back of the active layer, and/or expansion of the talik. The upper and lower margins of the talik are then characterized by partially-frozen soils. In a given zone with lithalsas, larger lithalsas or lithalsa fields resist longer to thaw and delay talik development which means that lithalsas can be at different stages of degradation for similar climatic conditions.

### *Stage 3 – On-going degradation of the lithalsas and its geomorphologic impact*

Sustained degradation of the lithalsas causes the development of thermokarst ponds and gullies within ramparts (Stage 3.a). These features create a positive feedback to thawing by favoring heat advection and conduction accelerating permafrost degradation and ground subsidence. Eventually, the degradation leads to a complete and final thaw of the icy core of the lithalsa (Stage 3.b).



**Figure 22** - Conceptual model of the lithalsa formation and evolution in the A'ay Chù valley.

## 7. Conclusion

The formation and evolution of a permafrost feature in the A'äy Chù valley, southwest Yukon, was analyzed using a cryostratigraphic approach. Azonal and environmental conditions that favor lithalsa development include a frost-susceptible silty substrate, a high-water availability and an insulating organic cover composed of porous moss and tussocks. Under these conditions, radiocarbon dating shows that the lithalsa formation was initiated during the colder climate of the LIA.

Ice segregation and aggradation induced frost heave and growth of the lithalsas. The high ice content helped to preserve the lithalsas due to the latent heat of the icy lithalsa core. The permafrost body is marginal and thin in the A'äy Chù lithalsas with a maximum depth of 2.2 m. Signs of degradation, such as ramparts, supra-permafrost taliks and thermokarst ponds, showed that some of the lithalsas are at a tipping point in their equilibrium with the ecosystem conditions, as they exhibit different stages of degradation. The total thaw of lithalsas is anticipated to happen in the next decades with the warming climate, and the precise timing could be simulated with a heat transfer model (Chen et al., 2023).

Lithalsa degradation will most likely have major feedbacks on the local ecosystem. It would first have a geomorphic impact with the collapse of mounds and ground subsidence (Calmels et al., 2008; Pissart, 2002). The thermokarst ponds will enlarge, enclosed by ramparts. The change of soil humidity conditions can lead to shifts in the local vegetation cover, and soil organic carbon accumulation and greenhouse gases emissions (Jorgenson et al., 2013; Neumann et al., 2019). In the valley, the impact of a final thaw of the mounds will remain isolated and confined to the lithalsa areas. Nonetheless, during the LIA, many permafrost features formed in such marginal areas, at the southern limit of discontinuous permafrost. The degradation of such isolated permafrost has been documented in southwestern Yukon, and attributed to the rise in MAAT (James et al., 2013). The gradual thawing of discontinuous and sporadic permafrost will lead to a northward shift of sporadic zones. Moreover, the cumulated impact of a final thaw of this specific marginal permafrost belt is still unknown but likely significant and these impacts will occur on the short term given the current warm state of permafrost.

## **8. Acknowledgements**

This study was conducted with financial support of the Canadian Mountain Network (CMN), Fonds de recherche du Québec – Nature et technologie (FRQNT), and Centre d'études nordiques (CEN). We thank Kluane, Champagne, Aishihik and White River First Nations, as well as Parks Canada for their contribution. We are grateful to James King, principal investigator of the CMN project, Samuel Gagnon for the precious inputs and great help in the field, Daniel Bellamy for the field logistic, repetitive help, and wind speed data, as well as Michel Sliger for the field preparation. We also thank B. Brault, F. Hik, E. Boutin, A. Downey and B. Choisel for their field assistance.

## **Chapitre 3 – Discussion générale**

### **1. Retour sur le travail de recherche**

Le projet a permis de mettre en lumière la présence restreinte du pergélisol dans le fond de la vallée A'äy Chù. Celui-ci a été documenté ou observé seulement dans des conditions particulières, la latitude étant trop méridionale et l'altitude trop faible pour permettre un pergélisol actif en équilibre avec le climat. En amont de la vallée, des corps de glace de glacier enfouie datant du retrait glaciaire après 85 BP (1865) étaient présents dans les années 60 et le sont encore aujourd'hui (Denton et Stuiver, 1966). Les conditions de conservation de la glace de glacier enfouie sont spécifiques en raison de sa proximité avec le glacier, de son enfouissement sous des décimètres de sédiments, ainsi que du temps nécessaire pour accumuler suffisamment de chaleur latente et atteindre le point de fusion de la glace (Denton et Stuiver, 1966). Le glacier rocheux à l'Est de l'A'äy Chù se trouve en marge de la plaine alluviale de la rivière, dans un talus d'éboulis, et était encore actif à la fin des années 80 (Harris et al., 1994). Il se serait formé au cours de la période néoglaciale après 2640 BP ou durant le Petit Âge Glaciaire (Denton et Stuiver, 1966). La formation d'un glacier rocheux ne dépend pas strictement du climat en place mais plutôt de processus azonaux avec un microclimat lié aux blocs rocheux favorisant les transferts de chaleur convectifs (Haeberli et al., 2006; Popescu et al., 2017). Enfin, la dernière occurrence de pergélisol est celle qui a fait l'objet de ce projet, à savoir les lithaleses.

Les lithaleses se sont également développées sous des conditions particulières. L'étude a montré que les conditions écosystémiques sont à l'origine de la formation de ces buttes riches en glace. Le fin substrat qui possède une conductivité hydraulique restreinte et le faible angle de pente qui diminue la capacité de drainage du sol favorisent la forte disponibilité en eau. Le couvert végétal qui s'est développé au niveau du sol est composé de mousse et d'herbacées formant des buttes organiques. Cette couche poreuse est idéale pour diminuer le bilan thermique du sol avec moins de gains de chaleur en saison chaude et plus de pertes en hiver (Chen et al., 2020; Yi et al., 2007). Finalement, les sites étudiés étaient exposés au vent toute l'année, balayant le couvert de neige, diminuant son épaisseur tout en compactant la neige. Une fois la lithalse formée, son profil en dôme aérodynamique défavorise l'accumulation de neige. Un couvert de neige fin favorise les pertes de chaleur en hiver et est ciblé comme étant un facteur avantageux pour la formation de

lithalse (Seppälä, 1994, 1995). Ces caractéristiques en place ont permis l'initiation de la formation des lithalses dans un matériel silteux, année après année elle se sont enrichies en glace de ségrégation, et le niveau du sol s'est élevé suivant la croissance de la glace en excès (Rempel, 2007; Taber, 1929). Cette dernière a été ciblée comme étant responsable jusqu'à 61,3 % de la hauteur des lithalses. La principale cryostructure retrouvée est lenticulaire, ce qui est typique des lithalses et traduit le mode de formation par une pénétration lente du front de gel dans le sol. Les lentilles croissent par cryosuccion et par le gel progressif de l'eau présente dans le sol (Arenson et al., 2008; Rempel, 2007). Plus la progression du front de gel est lente, avec une disponibilité en eau abondante, plus les lentilles ont un fort potentiel d'épaississement (Rempel, 2007). Les lithalses ont ainsi stocké en moyenne 50,2 % de glace en plus de la capacité naturelle des pores du sol. La teneur en glace élevée de chaque lithalse couplée aux conditions écosystémiques déjà mentionnées, ont permis la conservation et la préservation des buttes cryogènes jusqu'à présent. En effet, plus le sol est riche en glace, plus il est nécessaire d'accumuler de la chaleur latente (334 kJ/kg de glace) pour la faire fondre et dégeler le sol (Yershov, 2004). Pendant cette durée, le sol demeure à zéro degré Celsius (Outcalt et al., 1990; Yershov, 2004). La forte teneur en glace mesurée améliore alors la résilience des lithalses face aux été plus chauds (Brown et Romanovsky, 2008; Shur et al., 2005). Les analyses en isotopes d'oxygène et d'hydrogène ainsi que la datation au radiocarbone ont montré que le pergélisol s'est formé durant le climat froid du Petit Âge Glaciaire.

Actuellement, les lithalses se trouvent à différentes étapes, entre persistance et dégradation. Le champ de lithalse, par exemple, semble encore en équilibre avec son environnement. Le forage S1-6 ne présentait pas de talik, comme tous les autres. Cela s'explique par une meilleure résistance thermique du champ de lithalses, le volume total de pergélisol riche en glace étant plus grand que pour les autres lithalses isolées. Ainsi, durant la succession d'années chaudes qui est à l'origine des taliks, le champ de lithalses n'a pas subi de dégradation majeure et la couche active a pu regeler complètement. La butte ne contenait alors pas de talik en été 2021. Néanmoins, la fenêtre que nous avons sur ce champ de lithalses demeure restreint à un seul forage. Il faudrait donc voir le profil des autres lithalses qui composent ce champ, au moyen de forages, pour confirmer que le champ de lithalses est complètement dénué de talik, en marge comme au centre.

L'état actuel des autres lithalses n'est pas en équilibre avec leur environnement. La présence d'un talik a été ciblée comme étant un signe majeur de dégradation actuelle et progressive des lithalses

(Devoie et al., 2019; Shur et Jorgenson, 2007). De plus, d'autres preuves de dégradation ont été mises de l'avant, telles que des mares de thermokarst ou des chenaux d'écoulement observés à la surface des lithales. L'analyse du modèle numérique de surface issu des images de drone a montré la présence de bourrelets périphériques (*ramparts*) autour d'une des mares en marge d'une des lithales. Une fois une lithalse dégelée, les bourrelets sont parmi les seuls vestiges de l'existence passée de celle-ci (Calmels et al., 2008; Pissart, 2002). Dans le cas présent, les bourrelets témoignent de la dégradation latérale de la lithalse et de sa plus grande superficie passée. Ces signes de dégradation montrent que les lithales étaient jusqu'alors protégées par l'écosystème et par leur forte teneur en glace, et non plus actives. Les lithales seraient alors passées d'un pergélisol « ecosystem-driven » à « ecosystem-protected », l'écosystème ayant permis leur conservation jusqu'au début de la dégradation (Shur et Jorgenson, 2007). Formées au PAG, les lithales se sont ensuite adaptées au climat local en réchauffement. La dégradation plus récente du pergélisol riche en glace, la faible hauteur des buttes et le regel partiel de la couche active indiquent que les lithales sont en recherche d'équilibre thermique avec le climat actuel. Leur dégel ne ferait donc pas seulement partie du cycle naturel d'évolution de la lithalse - dont la dégradation et tassement au dégel est la dernière étape (Allard et al., 1996; Pissart, 2002). De plus, il est possible que la prolifération des buissons *Salix spp.* qui profitent des conditions de sol plus sèches à la surface des lithales provoque un bilan thermique annuel plus chaud en piégeant la neige (Gray et Brown, 1979), malgré une forte exposition aux vents. Une plus grande épaisseur de neige entraîne alors un réchauffement du sol sous-jacent en raison de la capacité isolante de la neige, qui diminue les pertes de chaleur du sol en hiver (Isaksen et al., 2011; Ishikawa, 2003). Une étude sur la répartition de la neige, son épaisseur et ses propriétés thermiques demeurent nécessaires pour confirmer cette hypothèse.

Grâce aux analyses cryostratigraphiques et à la compréhension des processus de formation des lithales, nous avons pu proposer un modèle conceptuel représentant la croissance, l'évolution et la dégradation des lithales. Le modèle combine ceux de Seppälä (2010), Pissart et al. (2011) et de Gaanderse et al. (2018) ainsi que nos interprétations du site d'étude. Nous avons incorporé la croissance latérale des lithales et ajouté la formation d'un talik, le regel partiel de la partie supérieure et la probable future dégradation des lithales.

D'après le modèle de répartition du pergélisol dans la vallée, celui-ci est probablement présent sur 10 à 50 % de la surface, incluant les sommets alentours (Bonnaventure et al., 2012). Dans le fond de la vallée l'estimation est inférieure à 10 %. Le substrat dans lequel les sols de la vallée se développent sont essentiellement composés de loess érodé, de till, ou de dépôts alluviaux (Rampton, 1981). En raison du contexte climatique actuel et de l'état en déséquilibre des lithales malgré un substrat fin et gélif, il est très probable que dans la vallée, le pergélisol soit restreint aux zones de dépôts alluviaux stabilisés de la rivière, composés de sable, de silt et parfois d'argile, recouverts de végétation (Rampton, 1981). Les explorations de terrain en 2021 ont montré que les autres types de dépôts dont la granulométrie est supérieure au sable fin ne sont pas susceptibles d'abriter du pergélisol, avec des couches actives dégelées de plus d'un mètre de profondeur au début du printemps. Les zones avec le plus haut potentiel d'abriter du pergélisol dans le fond de la vallée sont donc les zones humides avec un substrat silteux et une couche organique poreuse, qui favorisent l'aggradation de glace et donc la résilience du pergélisol face au réchauffement des températures.

## **2. Implications et retombées du projet**

Le travail s'inscrit dans un projet plus général du Réseau Canadien des Montagnes qui étudie les émissions de poussière provenant des régions de haute latitude et évalue leur impact sur le paysage périglaciaire et les retombées sur les communautés locales, à savoir les Premières Nations Kluane, Champagne, Aishihik et White River. L'abondance des tempêtes de poussière s'est accrue depuis 2016 et suite au détournement de la rivière A'āy Chù. Le débit a diminué et la surface de la plaine alluviale recouverte par la rivière a diminué et varie saisonnièrement. Ainsi, l'ancien delta de la rivière n'est plus recouvert, même saisonnièrement, par celle-ci depuis 2016, et c'est dans cette zone que la déposition éolienne est la plus active. Or, dans les conditions climatiques actuelles, un substrat sableux ou même silteux tel que dans le delta ne permettra pas l'aggradation du pergélisol, et au contraire favoriserait sa dégradation. Il faudrait une succession de végétation d'herbacées et de mousse sur un substrat de sédiments fins (Shur et Jorgenson, 2007), comme dans les zones humides étudiées afin de rassembler les conditions écosystémiques nécessaires à une aggradation du pergélisol dans l'ancien delta. De plus, l'état en dégradation des lithales nous indique qu'il serait très peu probable qu'un pergélisol se développe dans les zones de déposition sous le climat



actuel, même avec des conditions écosystémiques idéales. La sédimentation d'origine éolienne aurait alors pour effet de désactiver les conditions de pergélisol.

À une échelle plus large, la dégradation du pergélisol sporadique implique une disparition progressive du pergélisol à sa limite Sud. La zone de pergélisol sporadique migre alors vers le Nord, à mesure que le pergélisol discontinu se dégrade. Le présent travail a permis de documenter les lithales de la vallée A'äy Chù avec la cryostratigraphie de celles-ci. Malgré l'intérêt de la glace de sol dans la communauté de chercheurs en pergélisol, les données d'excès de glace sont rares pour ce type de forme de terrain. L'inaccessibilité de certains sites rend compliquée la logistique de matériel sur le terrain. Calculer le pourcentage de glace en excès requiert pourtant des échantillons de pergélisol, leur volume, leur contenu en glace ainsi que la porosité du sédiment. Bien que mesurables, ces données prennent également du temps à être produites. Dans le contexte où les modèles climatiques tentent de mieux comprendre l'évolution prochaine du pergélisol et de mieux incorporer l'impact de son dégel, il incombe de rassembler des données mesurées de contenu en glace en excès et les facteurs associés à sa variabilité.

## Chapitre 4 – Conclusion générale

Dans la vallée A'ây Chù, le pergélisol s'est développé dans les zones humides, sous forme de lithalse. Les autres types d'environnement n'étaient pas favorables à la formation et/ou à la conservation du pergélisol jusqu'à aujourd'hui. Le but de ce mémoire était alors de cibler les conditions qui ont permis le développement et la préservation des lithalses dans la vallée, jusqu'alors non répertoriées. Le premier objectif était de caractériser ce pergélisol à partir de données géophysiques et biogéochimiques. Certaines conditions environnementales propres aux zones humides de la vallée ont permis une réduction locale du bilan thermique du sol. Ces caractéristiques regroupaient un substrat composé de silt et de sable fin, une forte disponibilité en eau, et un couvert végétal peu épais mais poreux grâce à la mousse et aux buttes d'herbacées. Dans ces conditions, la période climatique froide du Petit Âge Glaciaire (PAG - du XIV<sup>ème</sup> au milieu du XIX<sup>ème</sup> siècle) a initié la formation des lithalses, comme le montrent les analyses isotopiques d'hydrogène et d'oxygène, ainsi que la datation au <sup>14</sup>C. La cryostratigraphie a mis en valeur les fortes teneurs en glace avec des contenus de glace en excès et de glace volumétrique moyens de 50,2 % et de 66,2 %. La glace en excès était responsable de 32,8 à 61,3 % de la hauteur des buttes cryogènes.

À partir des résultats précédents, le second objectif était de conceptualiser le mode de formation des lithalses. Le pergélisol s'est développé jusqu'à 2,2 m de profondeur. L'aggradation de la glace par cryosuccion et sous forme lenticulaire a entraîné le soulèvement gélocal et l'élévation des lithalses. Une succession d'étés et d'hivers chauds a ensuite provoqué l'approfondissement de la couche active et la création d'un talik dans 3 des 4 lithalses étudiées, qui débute dans le premier mètre de sol. En 2021, la couche active progressait jusqu'à un maximum de 93 cm dans les lithalses. La couche transitoire a été repérée uniquement dans le forage S1-6, de 79 à 93,5 cm. Nous supposons qu'elle a complètement dégelé dans les autres lithalses, qui présentaient un talik dans des profondeurs similaires. Le champ de lithalse témoigne alors de la résilience d'un pergélisol avec un contenu en glace élevé et sur une large superficie. Dans les autres lithalses, les taliks sont supra-pergélisol, subaériens au Site 1 et aérien au Site 2. Les lithalses avec talik subissent une dégradation manifeste, verticale et latérale, avec du ravinement en surface et des mares de thermokarst parfois accompagnées de bourrelets périphériques. Ces derniers témoignent d'une plus

grande superficie passée. Le dégel de ce pergélisol riche en glace a donc débuté il y a quelques années voire décennies, ce qui indique que les lithalses sont actuellement en recherche d'équilibre thermique avec climat en réchauffement. Lorsqu'elles se sont formées, durant le PAG, les températures hivernales étaient 4 à 5 °C plus froides qu'à la fin du XXème siècle (D'Arrigo et al., 2005; Moore et al., 2002). Il est attendu qu'elles se dégradent complètement au cours des prochaines décennies.

Les lithalses dans la vallée ont donc perduré jusqu'à aujourd'hui en raison des conditions environnementales dans lesquelles elles se sont développées, ainsi que de leur forte teneur en glace. La chaleur latente requise pour dégeler la glace renforce la résistance thermique de la glace et donc du pergélisol. Néanmoins, une fois le point isothermique atteint, le pergélisol est à un point de bascule au-delà duquel le dégel s'enclenche, suivi d'une cascade de rétroaction sur l'environnement local et ses composantes. La fonte de la glace des lithalses entrainera une dépression localisée du sol, avec la formation d'une mare de thermokarst, suivie de changements du couvert végétal, ou encore d'émissions de dioxyde de carbone et de méthane (James et al., 2021; Jorgenson et al., 2013; Neumann et al., 2019; Pissart, 2002). De plus, à l'échelle de la vallée A'äy Chù, la multiplication des tempêtes de poussière et la déposition des sédiments éoliens aurait pour effet de restreindre voire de désactiver les conditions favorables au pergélisol.

Les environnements situés au Sud de la distribution discontinue du pergélisol sont particulièrement exposés à une hausse des températures dans un contexte de changements climatiques. La dégradation du pergélisol sporadique et discontinu pousse alors au déplacement graduel des zones de pergélisol sporadique vers le Nord. Il est donc important d'étudier ces pergélisols marginaux, dont le dégel cumulé peut avoir un réel impact sur le géosystème.

## Références bibliographiques

- Allard, M., Caron, S. et Bégin, Y. (1996). Climatic and ecological controls on ice segregation and thermokarst: The case history of a permafrost plateau in Northern Quebec. *Permafrost and Periglacial Processes*, 7(3), 207-227. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1530\(199609\)7:3<207::AID-PPP219>3.0.CO;2-4](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1530(199609)7:3<207::AID-PPP219>3.0.CO;2-4)
- Alyamani, M. S. et Sen, Z. (1993). Determination of Hydraulic Conductivity from Complete Grain-Size Distribution Curves. *Groundwater*, 31(4), 551-555. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1993.tb00587.x>
- AMAP. (2017). *Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA) 2017*. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP).
- Anderson, L., Abbott, M. B., Finney, B. P. et Burns, S. J. (2007). Late Holocene moisture balance variability in the southwest Yukon Territory, Canada. *Quaternary Science Reviews*, 26(1-2), 130-141. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.04.011>
- Anderson, L., Finney, B. P. et Shapley, M. D. (2011). Lake carbonate- $\delta^{18}\text{O}$  records from the Yukon Territory, Canada: Little Ice Age moisture variability and patterns. *Quaternary Science Reviews*, 30(7-8), 887-898. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.01.005>
- Apaloo, J., Brenning, A. et Bodin, X. (2012). Interactions between Seasonal Snow Cover, Ground Surface Temperature and Topography (Andes of Santiago, Chile, 33.5°S). *Permafrost and Periglacial Processes*, 24(4), 277-291. <https://doi.org/10.1002/ppp.1753>
- Arctic Institute of North America. (2021). KLRS - Kluane Lake Research Station. <https://klrs.ca/>
- Arenson, L. U., Azmatch, T. F. et Segó, D. C. (2008). *A New Hypothesis on Ice Lens Formation in Frost-Susceptible Soils*. Ninth International Conference on Permafrost, University of Alaska Fairbanks (vol. 1, p. 59-64).
- Bachelder, J., Cadieux, M., Liu-Kang, C., Lambert, P., Filoche, A., Galhardi, J. A., Hadioui, M., Chaput, A., Bastien-Thibault, M.-P., Wilkinson, K. J., King, J. et Hayes, P. L. (2020). Chemical and microphysical properties of wind-blown dust near an actively retreating

- glacier in Yukon, Canada. *Aerosol Science and Technology*, 54(1), 2-20. <https://doi.org/10.1080/02786826.2019.1676394>
- Bateman, M. D. (2013). 8.25 - Aeolian Processes in Periglacial Environments. Dans J. F. Shroder (dir.), *Treatise on Geomorphology* (p. 416-429). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00219-0>
- Beniston, M. (2006). Mountain weather and climate: A general overview and a focus on climatic change in the Alps. *Hydrobiologia*, 56, 3-16.
- Beniston, M., Farinotti, D., Stoffel, M., Andreassen, L. M., Coppola, E., Eckert, N., Fantini, A., Giacomoni, F., Hauck, C., Huss, M., Huwald, H., Lehning, M., López-Moreno, J.-I., Magnusson, J., Marty, C., Morán-Tejeda, E., Morin, S., Naaim, M., Provenzale, A., ... Vincent, C. (2018). The European mountain cryosphere: a review of its current state, trends, and future challenges. *The Cryosphere*, 12(2), 759-794. <https://doi.org/10.5194/tc-12-759-2018>
- Benkert, B., Fortier, D., Kennedy, K., Lewkowicz, A., Bonnaventure, P., de Grandpré, I., Grandmont, K., Laxton, S., Light, E., Sliger, M. et Pope, G. (2013). *Burwash Landing and Destruction Bay landscape hazards: Geological mapping for climate change adaptation planning*. Northern Climate ExChange, Yukon Research Centre, Yukon College.
- 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., Eitzelmüller, B., Grosse, G., ... Lantuit, H. (2019). Permafrost is warming at a global scale. *Nature Communications*, 10(1), 264. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-08240-4>
- Blott, S. J. et Pye, K. (2001). GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(11), 1237-1248. <https://doi.org/10.1002/esp.261>
- Bock, E. (1961). On the solubility of anhydrous calcium sulphate and of gypsum in concentrated solutions of sodium chloride at 25° C, 30° C, 40° C, and 50° C. *Canadian Journal of Chemistry*, 39(9), 1746-1751. <https://doi.org/10.1139/v61-228>

- Bockheim, J. G. et Hinkel, K. M. (2005). Characteristics and Significance of the Transition Zone in Drained Thaw-Lake Basins of the Arctic Coastal Plain, Alaska. *Arctic*, 58(4), 406-417. <https://doi.org/10.14430/arctic454>
- Bonnaventure, P. P., Lewkowicz, A. G., Kremer, M. et Sawada, M. C. (2012). A Permafrost Probability Model for the Southern Yukon and Northern British Columbia, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 23, 52-68. <https://doi.org/10.1002/ppp.1733>
- Brown, J., Ferrians Jr, O. J., Heginbottom, J. A. et Melnikov, E. S. (1997). *Circum-Arctic map of permafrost and ground-ice conditions* [circum-pacific map series cp-45]. U.S. Geological Survey in Cooperation with the Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. <https://doi.org/10.3133/cp45>
- Brown, J. et Romanovsky, V. (2008). Report from the International Permafrost Association: state of permafrost in the first decade of the 21st century. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19(2), 255-260. <https://doi.org/10.1002/ppp.618>
- Brown, R. (1970). *Permafrost in Canada*. University of Toronto Press. <https://doi.org/10.3138/9781442632615>
- Brown, R. (1979). Permafrost distribution in the southern part of the discontinuous zone in Québec and Labrador. *Géographie Physique et Quaternaire*, 33, 279-289. <https://doi.org/10.7202/1000364ar>
- Bullard, J. E., Baddock, M., Bradwell, T., Crusius, J., Darlington, E., Gaiero, D., Gassó, S., Gisladdottir, G., Hodgkins, R., McCulloch, R., McKenna-Neuman, C., Mockford, T., Stewart, H. et Thorsteinsson, T. (2016). High-latitude dust in the Earth system: High-Latitude Dust in the Earth System. *Reviews of Geophysics*, 54(2), 447-485. <https://doi.org/10.1002/2016RG000518>
- Calmels, F., Allard, M. et Delisle, G. (2008). Development and decay of a lithalsa in Northern Québec: A geomorphological history. *Geomorphology*, 97(3), 287-299. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.08.013>
- Canadian Encyclopedia (2023). *Géographie du Yukon*. Encyclopédie Canadienne. <https://www.thecanadianencyclopedia.ca/fr/article/geographie-du-yukon>

- Carter, M. R. et Gregorich, E. G. (dir.). (2007). *Soil Sampling and Methods of Analysis* (2e éd.). CRC Press. <https://doi.org/10.1201/9781420005271>
- Chambers, F. M., Beilman, D. W. et Yu, Z. (2010). Methods for determining peat humification and for quantifying peat bulk density, organic matter and carbon content for palaeostudies of climate and peatland carbon dynamics. *Mires and Peat*, 7, 1-10.
- Chen, L., Fortier, D., McKenzie, J. M., Voss, C. I. et Lamontagne-Hallé, P. (2023). Subsurface Porewater Flow Accelerates Talik Development Under the Alaska Highway, Yukon: A Prelude to Road Collapse and Final Permafrost Thaw? *Water Resources Research*, 59(4), e2022WR032578. <https://doi.org/10.1029/2022WR032578>
- Chen, L., Yu, W., Han, F., Lu, Y. et Zhang, T. (2020). Effects of desertification on permafrost environment in Qinghai-Tibetan Plateau. *Journal of Environmental Management*, 262, 110302. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2020.110302>
- Chesnokova, A., Baraër, M., Laperrière-Robillard, T. et Huh, K. (2020). Linking Mountain Glacier Retreat and Hydrological Changes in Southwestern Yukon. *Water Resources Research*, 56(1). <https://doi.org/10.1029/2019WR025706>
- Clague, J. J., Luckman, B. H., Van Dorp, R. D., Gilbert, R., Froese, D., Jensen, B. J. L. et Reyes, A. V. (2006). Rapid changes in the level of Kluane Lake in Yukon Territory over the last millennium. *Quaternary Research*, 66(2), 342-355. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2006.06.005>
- Colpron, M. (2022). *Yukon Bedrock Geology Map*. <https://mapservices.gov.yk.ca/GeoYukon/>
- Connon, R., Devoie, É., Hayashi, M., Veness, T. et Quinton, W. (2018). The Influence of Shallow Taliks on Permafrost Thaw and Active Layer Dynamics in Subarctic Canada. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 123(2), 281-297. <https://doi.org/10.1002/2017JF004469>
- Coulombe, S., Fortier, D., Lacelle, D., Kanevskiy, M. et Shur, Y. (2019). Origin, burial and preservation of late Pleistocene-age glacier ice in Arctic permafrost (Bylot Island, NU, Canada). *The Cryosphere*, 13(1), 97-111. <https://doi.org/10.5194/tc-13-97-2019>

- Council of Yukon First Nations. (2021). History of Land Claims – Council of Yukon First Nations. <https://cyfn.ca/history/history-of-land-claims/>
- Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16(4), 436-468. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v16i4.8993>
- D'Arrigo, R., Mashig, E., Frank, D., Wilson, R. et Jacoby, G. (2005). Temperature variability over the past millennium inferred from Northwestern Alaska tree rings. *Climate Dynamics*, 24(2-3), 227-236. <https://doi.org/10.1007/s00382-004-0502-1>
- Darrow, M. M., Huang, S. L. et Akagawa, S. (2009). Adsorbed cation effects on the frost susceptibility of natural soils. *Cold Regions Science and Technology*, 55(3), 263-277. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2008.08.002>
- Davesne, G., Domine, F. et Fortier, D. (2021). Effects of meteorology and soil moisture on the spatio-temporal evolution of the depth hoar layer in the polar desert snowpack. *Journal of Glaciology*, 68(269), 457-472. <https://doi.org/10.1017/jog.2021.105>
- Davesne, G., Fortier, D., Domine, F. et Gray, J. T. (2017). Wind-driven snow conditions control the occurrence of contemporary marginal mountain permafrost in the Chic-Choc Mountains, south-eastern Canada: a case study from Mont Jacques-Cartier. *The Cryosphere*, 11(3), 1351-1370. <https://doi.org/10.5194/tc-11-1351-2017>
- Denton, G. H. (1974). Quaternary Glaciations of the White River Valley, Alaska, with a Regional Synthesis for the Northern St. Elias Mountains, Alaska and Yukon Territory. *GSA Bulletin*, 85(6), 871-892. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1974\)85<871:QGOTWR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1974)85<871:QGOTWR>2.0.CO;2)
- Denton, G. H. et Stuiver, M. (1966). Neoglacial chronology, northeastern Saint Elias Mountains, Canada. *American Journal of Science*, 264(8), 577-599. <https://doi.org/10.2475/ajs.264.8.577>
- Denton, G. H. et Stuiver, M. (1967). Late Pleistocene Glacial Stratigraphy and Chronology, Northeastern St Elias Mountains, Yukon Territory, Canada. *Geological Society of America Bulletin*, 78(4), 485. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1967\)78\[485:LPGSAC\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1967)78[485:LPGSAC]2.0.CO;2)



- Devoie, É. G., Craig, J. R., Connon, R. F. et Quinton, W. L. (2019). Taliks: A Tipping Point in Discontinuous Permafrost Degradation in Peatlands. *Water Resources Research*, 55(11), 9838-9857. <https://doi.org/10.1029/2018WR024488>
- Dobinski, W. (2011). Permafrost. *Earth-Science Reviews*, 108(3-4), 158-169. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.06.007>
- Emmanuel, S. et Levenson, Y. (2014). Limestone weathering rates accelerated by micron-scale grain detachment. *Geology*, 42(9), 751-754. <https://doi.org/10.1130/G35815.1>
- Emmert, A. et Kneisel, C. (2021). Internal structure and palsa development at Orravatnsrústir Palsa Site (Central Iceland), investigated by means of integrated resistivity and ground-penetrating radar methods. *Permafrost and Periglacial Processes*, 32(3), 503-519. <https://doi.org/10.1002/ppp.2106>
- Etzelmüller, B., Berthling, I. et Sollid, J. L. (1998). *The distribution of permafrost in southern Norway*. Permafrost Seventh International Conference, Yellowknife, Canada (vol. 55, p. 251-257). <https://www.arlis.org/docs/vol1/ICOP/40770716/CD-ROM/Proceedings/PDF001189/040427.pdf>
- Fisher, D. A., Lacelle, D. et Pollard, W. (2020). A model of unfrozen water content and its transport in icy permafrost soils: Effects on ground ice content and permafrost stability. *Permafrost and Periglacial Processes*, 31(1), 184-199. <https://doi.org/10.1002/ppp.2031>
- Flowers, G., Copland, L. et Schoof, C. (2014). Contemporary Glacier Processes and Global Change: Recent Observations from Kaskawulsh Glacier and the Donjek Range, St. Elias Mountains. *Arctic*, 67, 22-34.
- Fortier, D., Coulombe, S., Kanevskiy, M., Paquette, M., Shur, Y. et Stephani, E. (2011). *Buried glacier ice in permafrost, a window to the past: examples from Bylot Island, Canadian Arctic*. American Geophysical Union Fall Meeting, 5-9 December, San Francisco, CA, USA.
- Fortier, D., Kanevskiy, M., Shur, Y., Stephani, E. et Dillon, M. (2012). Cryostructures of Basal Glacier Ice as an Object of Permafrost Study: Observations from the Matanuska Glacier, Alaska. <https://doi.org/10.13140/2.1.4876.2569>

- Fournier, J., Gallon, R. K. et Paris, R. (2014). G2Sd: a new R package for the statistical analysis of unconsolidated sediments. *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 20(1), 73-78. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.10513>
- Foy, N., Copland, L., Zdanowicz, C., Demuth, M. et Hopkinson, C. (2011). Recent volume and area changes of Kaskawulsh Glacier, Yukon, Canada. *Journal of Glaciology*, 57(203), 515-525. <https://doi.org/10.3189/002214311796905596>
- French, H. (2017). *The periglacial environment* (Fourth edition). Hoboken, NJ: John Wiley & Sons. <http://onlinelibrary.wiley.com/book/10.1002/9781119132820>
- French, H. et Shur, Y. (2010). The principles of cryostratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 101(3-4), 190-206. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.04.002>
- Gaanderse, A. J. R. (2015). *Geomorphologic origin of a lithalsa in the Great Slave Lowlands, Northwest Territories, Canada* [master of science]. University of Carleton.
- Gaanderse, A. J. R., Wolfe, S. A. et Burn, C. R. (2018). Composition and origin of a lithalsa related to lake-level recession and Holocene terrestrial emergence, Northwest Territories, Canada. *Earth Surface Processes and Landforms*, 43(5), 1032-1043. <https://doi.org/10.1002/esp.4302>
- Gisnas, K., Westermann, S., Schuler, T. V., Litherland, T., Isaksen, K., Boike, J. et Etzelmüller, B. (2014). A statistical approach to represent small-scale variability of permafrost temperatures due to snow cover. *The Cryosphere*, 8, 2063-2074. <https://doi.org/doi:10.5194/tc-8-2063-2014>
- Gorbunov, A. P., Marchenko, S. S. et Seversky, E. V. (2004). The thermal environment of blocky materials in the mountains of Central Asia. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(1), 95-98. <https://doi.org/10.1002/ppp.478>
- Government of Canada. (2023). Burwash airport meteorological station data 1993-2022. [https://climate.weather.gc.ca/climate\\_data/daily\\_data\\_e.html?hlyRange=1966-10-01%7C2012-07-12&dlyRange=1966-10-01%7C2015-02-28&mlyRange=1966-01-01%7C2007-02-01&StationID=1525&Prov=YT&urlExtension=\\_e.html&searchType=stnProv&optLimit=](https://climate.weather.gc.ca/climate_data/daily_data_e.html?hlyRange=1966-10-01%7C2012-07-12&dlyRange=1966-10-01%7C2015-02-28&mlyRange=1966-01-01%7C2007-02-01&StationID=1525&Prov=YT&urlExtension=_e.html&searchType=stnProv&optLimit=)

yearRange&StartYear=1840&EndYear=2023&selRowPerPage=25&Line=15&lstProvince=YT&timeframe=2&Day=30&Year=1993&Month=1#

Government of Yukon. (2021). *GeoYukon*. Yukon. <https://mapservices.gov.yk.ca/GeoYukon/>

Gray, J. et Brown, R. (1979). Permafrost presence and distribution in the Chic-Chocs Mountains, Gaspésie, Québec. *Géographie Physique et Quaternaire*, 33(3-4), 299-316. <https://doi.org/10.7202/1000366ar>

Gruber, S. et Hoelzle, M. (2001). Statistical Modelling of Mountain Permafrost Distribution: Local Calibration and Incorporation of Remotely Sensed Data. *Permafrost and Periglacial Process*, 12, 69-77.

Haeberli, W., Hallet, B., Arenson, L. U., Elconin, R., Humlum, O., Kääb, A., Kaufmann, V., Ladanyi, B., Matsuoka, N., Springman, S. M. et Vonder Mühl, D. (2006). Permafrost Creep and Rock Glacier Dynamics. *Permafrost and Periglacial Process*, 17, 189-214.

Haeussler, P. J., Matmon, A., Schwartz, D. P. et Seitz, G. G. (2017). Neotectonics of interior Alaska and the late Quaternary slip rate along the Denali fault system. *Geosphere*, 13(5), 1445-1463. <https://doi.org/10.1130/GES01447.1>

Harden, J. W., Manies, K. L., Turetsky, M. R. et Neff, J. C. (2006). Effects of wildfire and permafrost on soil organic matter and soil climate in interior Alaska. *Global Change Biology*, 12(12), 2391-2403. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2006.01255.x>

Harris, S. A. (1987). Altitude Trends in Permafrost Active Layer Thickness, Kluane Lake, Yukon Territory. *Arctic*, 40(3), 179-183.

Harris, S. A. (1988). *Observations on the redistribution of moisture in the active layer and permafrost*. Proceedings of the 5th International Conference on Permafrost, Trondheim, Norvège (vol. 1, p. 364-369). [https://www.researchgate.net/publication/272885480\\_Observations\\_on\\_the\\_redistribution\\_of\\_moisture\\_in\\_the\\_active\\_layer\\_and\\_permafrost](https://www.researchgate.net/publication/272885480_Observations_on_the_redistribution_of_moisture_in_the_active_layer_and_permafrost)

Harris, S. A. (1989). Continentality index: its uses and limitations applied to permafrost in the canadian cordillera. *Physical Geography*, 10(3), 270-284. <https://doi.org/10.1080/02723646.1989.10642382>

- Harris, S. A. (1993). Palsa-like mounds in a mineral substrate, Fox Lake, Yukon Territory. *Proceedings of the 6th International Conference on Permafrost, Beijing, China, I*, 238-243.
- Harris, S. A. (2004). Source Areas of North Cordilleran Endemic Plants: Evidence from Sheep and Outpost Mountains, Kluane National Park, Yukon Territory. *Erdkunde*, 58(1), 62-81.
- Harris, S. A., Blumstengel, W. K., Cook, D., Krouse, H. R. et Whitley, G. (1994). Comparison of the Water Drainage from an Active Near-Slope Rock Glacier and a Glacier, St. Elias Mountains, Yukon Territory. *Erdkunde*, 48(2), 81-91.
- Harris, S. A. et Corte, A. E. (1992). Interactions and Relations between Mountain Permafrost, Glaciers, Snow and Water. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 103-110.
- Heginbottom, J. A., Dubreuil, M. A. et Harker, P. T. (1995). *Canada, permafrost*. Natural Resources Canada, Geomatics Canada. <https://doi.org/10.4095/294672>
- Heginbottom, J. A. et Radburn, L. K. (1992). *Permafrost Map for Northwestern Canada (Mackenzie Region)*, Version 1 [permafrost].
- Hock, R., Rasul, G., Adler, C., Cáceres, B., Gruber, S., Hirabayashi, Y., Jackson, M., Kääb, A., Kang, S., Kutuzov, S., Milner, Al., Molau, U., Morin, S., Orlove, B. et Steltzer, H. (2019). *High Mountain Areas* ( [IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate]). IPCC. <https://www.ipcc.ch/srocc/chapter/chapter-2/>
- Hugelius, G., Strauss, J., Zubrzycki, S., Harden, J. W., Schuur, E. A. G., Ping, C.-L., Schirrmeister, L., Grosse, G., Michaelson, G. J., Koven, C. D., O'Donnell, J. A., Elberling, B., Mishra, U., Camill, P., Yu, Z., Palmtag, J. et Kuhry, P. (2014). Estimated stocks of circumpolar permafrost carbon with quantified uncertainty ranges and identified data gaps. *Biogeosciences*, 11(23), 6573-6593. <https://doi.org/10.5194/bg-11-6573-2014>
- Huscroft, C. A., Lipovsky, P. S. et Bond, J. D. (2004). Permafrost and landslide activity: Case studies from southwestern Yukon Territory. *Yukon Exploration and Geology 2003, Emond, D.S. and Lewis, L.L. (eds.), Yukon Geological Survey*, 107-119.
- IPCC. (2018). *Summary for Policymakers*. World Meteorological Organization. <https://www.ipcc.ch/sr15/chapter/spm/>

- Isaksen, K., Ødegård, R. S., Eitzelmüller, B., Hilbich, C., Hauck, C., Farbrot, H., Eiken, T., Hygen, H. O. et Hipp, T. F. (2011). Degrading Mountain Permafrost in Southern Norway: Spatial and Temporal Variability of Mean Ground Temperatures, 1999–2009. *Permafrost and Periglacial Processes*, 22(4), 361-377. <https://doi.org/10.1002/ppp.728>
- Ishikawa, M. (2003). Thermal regime at the snow–ground interface and their implications for permafrost investigation. *Geomorphology*, 52, 105-120. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00251-9](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00251-9)
- Iwahana, G., Fukui, K., Mikhailov, N., Ostanin, O. et Fujii, Y. (2012). Internal Structure of a lithalsa in the Akkol Valley, Russian Altai Mountains. *Permafrost and Periglacial Processes*, 23(2), 107-118. <https://doi.org/10.1002/ppp.1734>
- James, M., Lewkowicz, A. G., Smith, S. L. et Miceli, C. M. (2013). Multi-decadal degradation and persistence of permafrost in the Alaska Highway corridor, northwest Canada. *Environmental Research Letters*, 8(4), 045013. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/4/045013>
- James, S. R., Minsley, B. J., McFarland, J. W., Euskirchen, E. S., Edgar, C. W. et Waldrop, M. P. (2021). The Biophysical Role of Water and Ice Within Permafrost Nearing Collapse: Insights From Novel Geophysical Observations. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 126(6). <https://doi.org/10.1029/2021JF006104>
- Jorgenson, M.T., Harden, J., Kanevskiy, M., O'Donnell, J., Wickland, K., Ewing, S., Manies, K., Zhuang, Q., Shur, Y., Striegl, R. et Koch, J. (2013). Reorganization of vegetation, hydrology and soil carbon after permafrost degradation across heterogeneous boreal landscapes. *Environmental Research Letters*, 8(3), 035017. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/3/035017>
- Juliussen, H. et Humlum, O. (2007). Towards a TTOP ground temperature model for mountainous terrain in central-eastern Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18(2), 161-184. <https://doi.org/10.1002/ppp.586>
- Karunaratne, K. C. et Burn, C. R. (2004). Relations between air and surface temperature in discontinuous permafrost terrain near Mayo, Yukon Territory. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41(12), 1437-1451. <https://doi.org/10.1139/e04-082>

- Kasenow, M. (2002). *Determination of Hydraulic Conductivity from Grain Size Analysis*. Water Resources Publication.
- Kinnard, C. et Lewkowicz, A. G. (2005). Movement, moisture and thermal conditions at a turf-banked solifluction lobe, Kluane Range, Yukon Territory, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16(3), 261-275. <https://doi.org/10.1002/ppp.530>
- Koch, J., Clague, J. J. et Blais-Stevens, A. (2014). Debris flow chronology and potential hazard along the Alaska Highway in Southwest Yukon Territory. *Environmental and Engineering Geoscience*, 20(1), 25-43. <https://doi.org/10.2113/gseegeosci.20.1.25>
- Konrad, J. M. (1999). Frost susceptibility related to soil index properties. *Canadian Geotechnical Journal*, 36(3), 403-417.
- Kotler, E. et Burn, C. R. (2000). Cryostratigraphy of the Klondike « muck » deposits, west-central Yukon Territory. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37(6), 849-861. <https://doi.org/10.1139/e00-013>
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B. et Rubel, F. (2017). *World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated*. World maps of Köppen-Geiger climate classification. [http://www.schweizerbart.de/papers/metz/detail/15/55034/World\\_Map\\_of\\_the\\_Koppen\\_Geiger\\_climate\\_classificat?af=crossref](http://www.schweizerbart.de/papers/metz/detail/15/55034/World_Map_of_the_Koppen_Geiger_climate_classificat?af=crossref)
- Krebs, C., Boutin, S. et Boonstra, R. (2001). *Ecosystem Dynamics of the Boreal Forest : The Kluane Project* (1re éd.). Oxford University Press. <https://www.zoology.ubc.ca/~krebs/kbook.html>
- Lacelle, D. et Vasil'chuk, Y. K. (2013). Recent Progress (2007-2012) in Permafrost Isotope Geochemistry. *Permafrost and Periglacial Processes*, 24(2), 138-145. <https://doi.org/10.1002/ppp.1768>
- Lacelle, D., Fisher, D. A., Verret, M. et Pollard, W. (2022). Improved prediction of the vertical distribution of ground ice in Arctic-Antarctic permafrost sediments. *Communications Earth & Environment*, 3(1), 31. <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00367-z>

- Lewkowicz, A. G., Bonnaventure, P. P., Smith, S. L. et Kuntz, Z. (2012). Spatial and thermal characteristics of mountain permafrost, northwest Canada. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 94(2), 195-213. <https://doi.org/10.1111/j.1468-0459.2012.00462.x>
- Mackay, J. R. (1983). Downward water movement into frozen ground, western arctic coast, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(1), 120-134. <https://doi.org/10.1139/e83-012>
- 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>
- Macpherson, D. S. et Krouse, H. R. (1967).  $O^{18}/O^{16}$  Ratios in Snow and Ice of the Hubbard and Kaskawulsh Glaciers. *Isotope Techniques in the Hydrologic Cycle*, 11, 180-193. <https://doi.org/10.1029/GM011p0180>
- Main, B., Copland, L., Smeda, B., Kochtitzky, W., Samsonov, S., Dudley, J., Skidmore, M., Dow, C., Van Wychen, W., Medrzycka, D., Higgs, E. et Mingo, L. (2022). Terminus change of Kaskawulsh Glacier, Yukon, under a warming climate: retreat, thinning, slowdown and modified proglacial lake geometry. *Journal of Glaciology*, 1-17. <https://doi.org/10.1017/jog.2022.114>
- Mathews, W. H. (1986). *Physiographic Map of the Canadian Cordillera*. Geological Survey of Canada.
- Matsuoka, N. (1990). The rate of bedrock weathering by frost action: Field measurements and a predictive model. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15(1), 73-90. <https://doi.org/10.1002/esp.3290150108>
- McGuire, A. D., Lawrence, D. M., Koven, C., Klein, J. S., Burke, E., Chen, G., Jafarov, E., MacDougall, A. H., Marchenko, S., Nicolsky, D., Peng, S., Rinke, A., Ciais, P., Gouttevin, I., Hayes, D. J., Ji, D., Krinner, G., Moore, J. C., Romanovsky, V., ... Zhuang, Q. (2018). Dependence of the evolution of carbon dynamics in the northern permafrost region on the trajectory of climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 115(15), 3882-3887. <https://doi.org/10.1073/pnas.1719903115>

- Moog, P. R. (1998). Flooding tolerance of *Carex* species. I. Root structure. *Planta*, 207(2), 189-198. <https://doi.org/10.1007/s004250050472>
- Moore, G. W. K., Holdsworth, G. et Alverson, K. (2002). Climate change in the North Pacific region over the past three centuries. *Nature*, 420(6914), 401-403. <https://doi.org/10.1038/nature01229>
- Mott, R., Schirmer, M., Bavay, M., Grünewald, T. et Lehning, M. (2010). Understanding snow-transport processes shaping the mountain snow-cover. *The Cryosphere*, 4(4), 545-559. <https://doi.org/10.5194/tc-4-545-2010>
- Mu, C., Abbott, B., Norris, A., Mu, M., Fan, C., Chen, X., Jia, L., Yang, R., Zhang, T., Wang, K., Peng, X., Wu, Q., Guggenberger, G. et Wu, X. (2020). The status and stability of permafrost carbon on the Tibetan Plateau. *Earth-Science Reviews*, 211, 103433. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103433>
- Murton, J. B. (2013). 8.14 - Ground Ice and Cryostratigraphy. In *Treatise on Geomorphology* (p. 173-201). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00206-2>
- Murton, J. B. et French, H. M. (1994). Cryostructures in permafrost, Tuktoyaktuk coastlands, western arctic Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 31(4), 737-747. <https://doi.org/10.1139/e94-067>
- Myers-Smith, I. H., Kerby, J. T., Phoenix, G. K., Bjerke, J. W., Epstein, H. E., Assmann, J. J., John, C., Andreu-Hayles, L., Angers-Blondin, S., Beck, P. S. A., Berner, L. T., Bhatt, U. S., Bjorkman, A. D., Blok, D., Bryn, A., Christiansen, C. T., Cornelissen, J. H. C., Cunliffe, A. M., Elmendorf, S. C., ... Wipf, S. (2020). Complexity revealed in the greening of the Arctic. *Nature Climate Change*, 10(2), 106-117. <https://doi.org/10.1038/s41558-019-0688-1>
- Neumann, R. B., Moorberg, C. J., Lundquist, J. D., Turner, J. C., Waldrop, M. P., McFarland, J. W., Euskirchen, E. S., Edgar, C. W. et Turetsky, M. R. (2019). Warming Effects of Spring Rainfall Increase Methane Emissions From Thawing Permafrost. *Geophysical Research Letters*, 46(3), 1393-1401. <https://doi.org/10.1029/2018GL081274>



- Nickling, W. G. (1978). Eolian sediment transport during dust storms: Slims River Valley, Yukon Territory. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15(7), 1069-1084. <https://doi.org/10.1139/e78-114>
- Olefeldt, D., Goswami, S., Grosse, G., Hayes, D., Hugelius, G., Kuhry, P., McGuire, A. D., Romanovsky, V. E., Sannel, A. B. K., Schuur, E. A. G. et Turetsky, M. R. (2016). Circumpolar distribution and carbon storage of thermokarst landscapes. *Nature Communications*, 7(1), 13043. <https://doi.org/10.1038/ncomms13043>
- O'Neill, H. B., Wolfe, S. A. et Duchesne, C. (2019). New ground ice maps for Canada using a paleogeographic modelling approach. *The Cryosphere*, 13(3), 753-773. <https://doi.org/10.5194/tc-13-753-2019>
- Outcalt, S., Nelson, F. et Hinkel, K. (1990). The Zero-Curtain Effect- Heat and Mass Transfer Across an Isothermal Region in Freezing Soil. *Water Resources Research*, 26(7), 1509-1516. <https://doi.org/10.1029/WR026i007p01509>
- Paquette, M., Fortier, D. et Lamoureux, S. (2022). Cryostratigraphical studies of ground ice formation and distribution in a High Arctic polar desert landscape, Resolute Bay, Nunavut 1. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 59(11), 759-771. <https://doi.org/10.1139/cjes-2020-0134>
- Pavlov, A. V. (1998). *Active Layer Monitoring in Northern West Siberia*. Permafrost - Seventh International Conference, Yellowknife, Canada (vol. 55).
- Permafrost Subcommittee. (1988). *Glossary of Permafrost and Related Ground-ice Terms*. (Technical Memorandum, vol. 142; édité par Associate Committee on Geotechnical Research). National Research Council of Canada.
- Pissart, A. (2002). Palsas, lithalsas and remnants of these periglacial mounds. A progress report. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 26(4), 605-621. <https://doi.org/10.1191/0309133302pp354ra>
- Pissart, A. (2013). 8.16 Palsas and Lithalsas. In *Treatise on Geomorphology* (p. 223-237). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00210-4>

- Pissart, A., Calmels, F. et Wastiaux, C. (2011). The potential lateral growth of lithalsas. *Quaternary Research*, 75(2), 371-377. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2011.01.001>
- Pissart, A., Harris, S., Prick, A. et Vliet-Lanoë, B. (1998). La signification paleoclimatique des lithalses (Palsas minerales). *Buletyn Peryglacjalny*, (37), 141-154.
- Pogliotti, P. (2011). *Influence of Snow Cover on MAGST over Complex Morphologies in Mountain Permafrost Regions*. Università degli Studi di Torino.
- Popescu, R., Vespremeanu-Stroe, A., Onaca, A., Vasile, M., Cruceru, N. et Pop, O. (2017). Low-altitude permafrost research in an overcooled talus slope–rock glacier system in the Romanian Carpathians (Detunata Goală, Apuseni Mountains). *Geomorphology*, 295, 840-854. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.07.029>
- Post, E., Alley, R. B., Christensen, T. R., Macias-Fauria, M., Forbes, B. C., Gooseff, M. N., Iler, A., Kerby, J. T., Laidre, K. L., Mann, M. E., Olofsson, J., Stroeve, J. C., Ulmer, F., Virginia, R. A. et Wang, M. (2019). The polar regions in a 2°C warmer world. *Science Advances*, 5(12). <https://doi.org/10.1126/sciadv.aaw9883>
- Prėskienis, V., Laurion, I., Bouchard, F., Douglas, P. M. J., Billett, M. F., Fortier, D. et Xu, X. (2021). Seasonal patterns in greenhouse gas emissions from lakes and ponds in a High Arctic polygonal landscape. *Limnology and Oceanography*, 66(S1). <https://doi.org/10.1002/lno.11660>
- Rampton, V. N. (1974). *Quaternary landforms, Kluane National Park, Yukon Territory. Map 14-1979. Paper 79-24*.
- Rampton, V. N. (1981). *Surficial materials and landforms of Kluane National Park, Yukon Territory* ([Geological Survey] no Paper 79-24). Geological Survey of Canada.
- Rantanen, M., Karpechko, A. Yu., Lipponen, A., Nordling, K., Hyvärinen, O., Ruosteenoja, K., Vihma, T. et Laaksonen, A. (2022). The Arctic has warmed nearly four times faster than the globe since 1979. *Communications Earth & Environment*, 3(1), 168. <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00498-3>
- R Core Team. (2023). *R: A language and environment for statistical computing*. R Foundation for Statistical Computing. <https://www.R-project.org/>

- Reimer, P. J., Austin, W. E. N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kromer, B., Manning, S. W., Muscheler, R., ... Talamo, S. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62(4), 725-757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Reimer, R.W. et Reimer, P.J. (2023) *CALIBomb*. <http://calib.org>
- Rempel, A. W. (2007). Formation of ice lenses and frost heave. *Journal of Geophysical Research*, 112(F2), F02S21. <https://doi.org/10.1029/2006JF000525>
- Reyes, A. V., Luckman, B. H., Smith, D. J., Clague, J. J. et Van Dorp, R. D. (2006). Tree-Ring Dates for the Maximum Little Ice Age Advance of Kaskawulsh Glacier, St. Elias Mountains, Canada. *Arctic*, 59(1), 14-20
- Schaefer, K., Lantuit, H., Romanovsky, V. E., Schuur, E. A. G. et Witt, R. (2014). The impact of the permafrost carbon feedback on global climate. *Environmental Research Letters*, 9(8), 085003. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/9/8/085003>
- Schneider von Deimling, T., Grosse, G., Strauss, J., Schirrmeister, L., Morgenstern, A., Schaphoff, S., Meinshausen, M. et Boike, J. (2015). Observation-based modelling of permafrost carbon fluxes with accounting for deep carbon deposits and thermokarst activity. *Biogeosciences*, 12(11), 3469-3488. <https://doi.org/10.5194/bg-12-3469-2015>
- 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. et Vonk, J. E. (2015). Climate change and the permafrost carbon feedback. *Nature*, 520(7546), 171-179. <https://doi.org/10.1038/nature14338>
- Seppälä, M. (1994). Snow depth controls palsa growth. *Permafrost and Periglacial Processes*, 5(4), 283-288. <https://doi.org/10.1002/ppp.3430050407>
- Seppälä, M. (1995). How to make a palsa: a field experiment on permafrost formation. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplement Volumes*, 99, 91-96. <https://doi.org/10.1127/zfgsuppl/99/1995/91>

- Seppälä, M. (2011). Synthesis of studies of palsa formation underlining the importance of local environmental and physical characteristics. *Quaternary Research*, 75(2), 366-370. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2010.09.007>
- Shugar, D. H., Clague, J. J., Best, J. L., Schoof, C., Willis, M. J., Copland, L. et Roe, G. H. (2017). River piracy and drainage basin reorganization led by climate-driven glacier retreat. *Nature Geoscience*, 10(5), 370-375. <https://doi.org/10.1038/ngeo2932>
- Shur, Y., Hinkel, K. M. et Nelson, F. E. (2005). The transient layer: implications for geocryology and climate-change science. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16(1), 5-17. <https://doi.org/10.1002/ppp.518>
- Shur, Y. et Jorgenson, M. (2007). Patterns of permafrost formation and degradation in relation to climate and ecosystems. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18(1), 7-19. <https://doi.org/10.1002/ppp.582>
- Shur, Y. et Jorgenson, T. (1998). *Cryostructure development on the floodplain of the Colville river delta, Northern Alaska*. Permafrost - Seventh International Conference, Yellowknife, Canada (vol. 55).
- Smith, C. A. S., Meikle, J. C. et Roots, C. F. (2006). *Ecoregions of the Yukon Territory: biophysical properties of Yukon landscapes*. Agriculture and Agri-Food Canada, Research Branch.
- St Amour, N. A., Gibson, J. J., Edwards, T. W. D., Prowse, T. D. et Pietroniro, A. (2005). Isotopic time-series partitioning of streamflow components in wetland-dominated catchments, lower Liard River basin, Northwest Territories, Canada. *Hydrological Processes*, 19(17), 3357-3381. <https://doi.org/10.1002/hyp.5975>
- Steffen, W., Rockström, J., Richardson, K., Lenton, T. M., Folke, C., Liverman, D., Summerhayes, C. P., Barnosky, A. D., Cornell, S. E., Crucifix, M., Donges, J. F., Fetzer, I., Lade, S. J., Scheffer, M., Winkelmann, R. et Schellnhuber, H. J. (2018). Trajectories of the Earth System in the Anthropocene. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 115(33), 8252-8259. <https://doi.org/10.1073/pnas.1810141115>

- Stephani, E., Fortier, D. et Shur, Y. (2010). Applications of cryofacies approach to frozen ground engineering – Case study of a road test site along the Alaska Highway (Beaver Creek, Yukon, Canada). <https://doi.org/10.13140/2.1.2467.2961>
- Stuiver, M. et Polach, H. (1977). Discussion Reporting of  $^{14}\text{C}$  Data. *Radiocarbon*, 19(3), 355-363. <https://doi.org/10.1017/S0033822200003672>
- Taber, S. (1929). Frost Heaving. *The Journal of Geology*, 37(5), 428-461. <https://doi.org/10.1086/623637>
- Tarnocai, C., Canadell, J. G., Schuur, E. A. G., Kuhry, P., Mazhitova, G. et Zimov, S. (2009). Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region. *Global Biogeochemical Cycles*, 23(2). <https://doi.org/10.1029/2008GB003327>
- Treat, C. C., Natali, S. M., Ernakovich, J., Iversen, C. M., Lupascu, M., McGuire, A. D., Norby, R. J., Roy Chowdhury, T., Richter, A., Šantrůčková, H., Schädel, C., Schuur, E. A. G., Sloan, V. L., Turetsky, M. R. et Waldrop, M. P. (2015). A pan-Arctic synthesis of CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub> production from anoxic soil incubations. *Global Change Biology*, 21(7), 2787-2803. <https://doi.org/10.1111/gcb.12875>
- Turetsky, M. R., Abbott, B. W., Jones, M. C., Anthony, K. W., Olefeldt, D., Schuur, E. A. G., Grosse, G., Kuhry, P., Hugelius, G., Koven, C., Lawrence, D. M., Gibson, C., Sannel, A. B. K. et McGuire, A. D. (2020). Carbon release through abrupt permafrost thaw. *Nature Geoscience*, 13(2), 138-143. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0526-0>
- Turetsky, M. R., Abbott, B. W., Jones, M. C., Anthony, K. W., Olefeldt, D., Schuur, E. A. G., Koven, C., McGuire, A. D., Grosse, G., Kuhry, P., Hugelius, G., Lawrence, D. M., Gibson, C. et Sannel, A. B. K. (2019). Permafrost collapse is accelerating carbon release. *Nature*, 569(7754), 32-34. <https://doi.org/10.1038/d41586-019-01313-4>
- Tyszkowski, S., Kaczmarek, H., Słowiński, M., Kozyreva, E., Brykała, D., Rybchenko, A. et Babicheva, V. A. (2015). Geology, permafrost, and lake level changes as factors initiating landslides on Olkhon Island (Lake Baikal, Siberia). *Landslides*, 12(3), 573-583. <https://doi.org/10.1007/s10346-014-0488-7>

- Van Huissteden, J., Vandenberghe, J., Van der Hammen, T. et Laan, W. (2000). Fluvial and aeolian interaction under permafrost conditions: Weichselian Late Pleniglacial, Twente, eastern Netherlands. *Catena*, 40, 307-321. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(00\)00085-0](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(00)00085-0)
- van Everdingen, R. O. (Éd. ). (1998, revised 2005). Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms. International Permafrost Association, University of Calgary. [http://globalcryospherewatch.org/reference/glossary\\_docs/Glossary\\_of\\_Permafrost\\_and\\_Ground-Ice\\_IPA\\_2005.pdf](http://globalcryospherewatch.org/reference/glossary_docs/Glossary_of_Permafrost_and_Ground-Ice_IPA_2005.pdf)
- Williams, D. J. et Burn, C. R. (1996). Surficial characteristics associated with the occurrence of permafrost near Mayo, Central Yukon Territory, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 7, 193-206. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1530\(199604\)7:2%3C193::AID-PPP216%3E3.0.CO;2-0](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1530(199604)7:2%3C193::AID-PPP216%3E3.0.CO;2-0)
- Wolfe, S. A., Stevens, C. W., Gaanderse, A. J. et Oldenborger, G. A. (2014). Lithalsa distribution, morphology and landscape associations in the Great Slave Lowland, Northwest Territories, Canada. *Geomorphology*, 204, 302-313. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.08.014>
- Yershov, E. D. (2004). *General geocryology* (1st éd.). Cambridge University Press. <http://catdir.loc.gov/catdir/toc/cam022/97006004.html>
- Yi, S., Woo, M. et Arain, M. A. (2007). Impacts of peat and vegetation on permafrost degradation under climate warming. *Geophysical Research Letters*, 34(16). <https://doi.org/10.1029/2007GL030550>
- Yukon Bureau of Statistics. (2020). Population Report. <https://mapservices.gov.yk.ca/GeoYukon/>

# Annexes

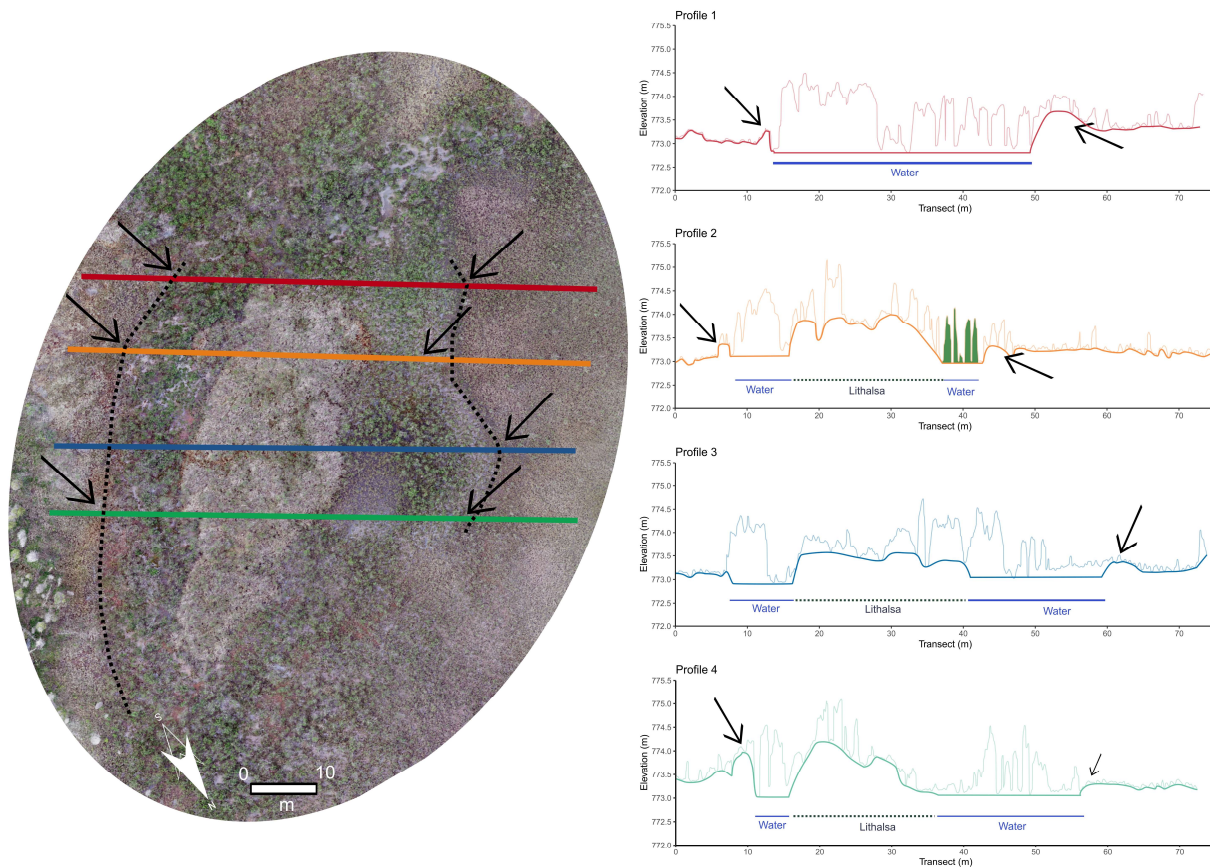
## Appendix 1

**Table 3** - Dimensions of the lithalsas: length, width, height, and slope angle of the lithalsas, based on field measurements (for lithalsas B and D) and drone photogrammetry (for lithalsas A, C and the lithalsa field).

Site – Lithalsa	Length (m)	Width (m)	Height (cm)	Slope angle of the lithalsa sides (°)
S1-A	66	18	50	-
S1-B	160	28	60	9
S1-C	58	11	60	-
S1-Lithalsa Field	50 to 80	130 total 4 to 30 individually	60	-
S2-D	58	18	100	26

## Appendix 2

The analysis of the topographic profiles obtained with the digital surface model (DSM) showed the shape of ramparts (Figure 23). The rough topographic profiles combine the field topography and the vegetation height. Height of shrubs was then subtracted from the DSM profiles, which allowed us to distinct the lithalsa from the water ponds and to target ramparts. The topographic profiles were manually interpolated, in the light of the photointerpretation of the drone images and field observations. The height of the shrubs (*Salix spp.*) fluctuated, on and around the lithalsa, from 100 to more than 150 cm. The willows were absent or sporadic at the extremities of the topographic profiles. Where ponds of water were identified (“water” on the graphics), the saw tooth variations were entirely attributed to shrubs hence deleted (see the green area on Profile 2).

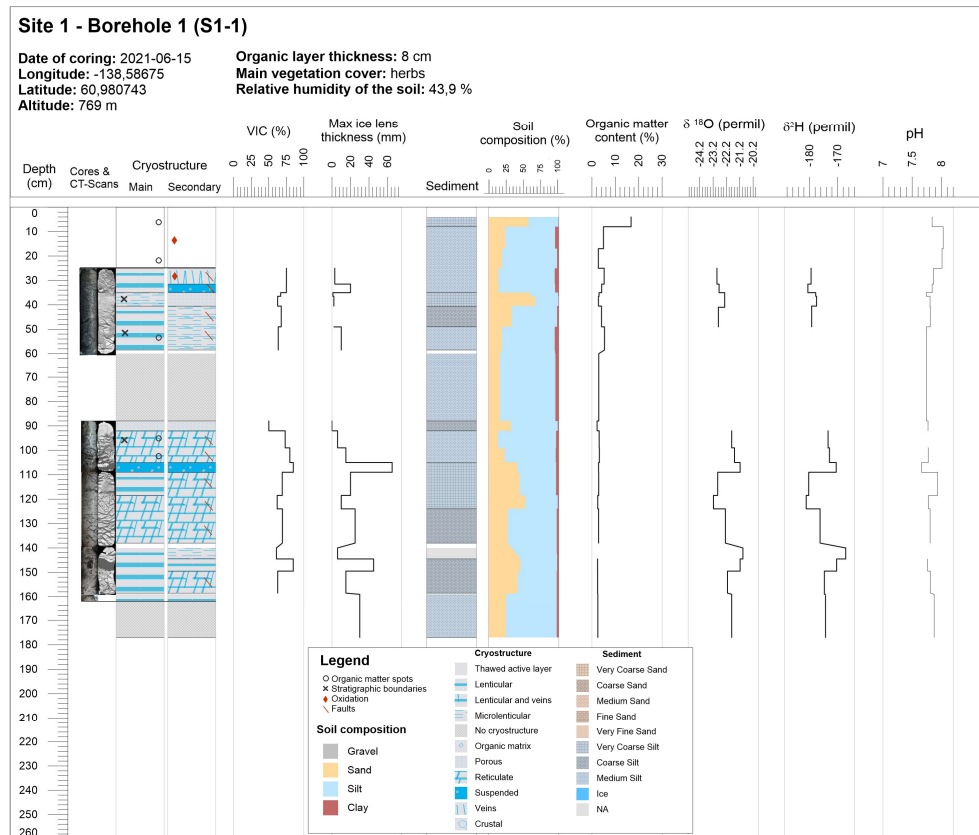


**Figure 23** - Topographic profiles of the lithalsas obtained with the drone DSM. The transects (left) correspond to the graphic profiles (right), presented in the same order and color. The roughness of the profiles is the vegetation (shrubs *Salix spp.*), one example is shown in green on Profile 2. The faded color lines are the original topographic profiles and the bright color lines are the smoothed profiles. The black arrows and black dotted lines show the detected ramparts.

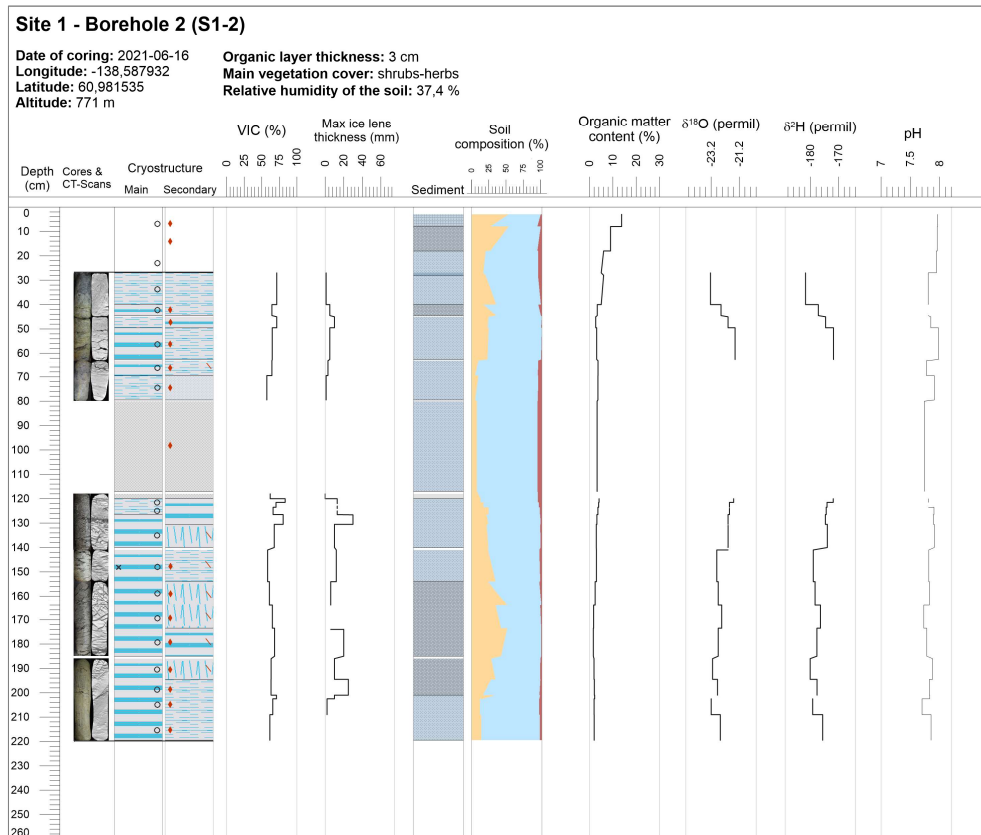


## Appendix 3

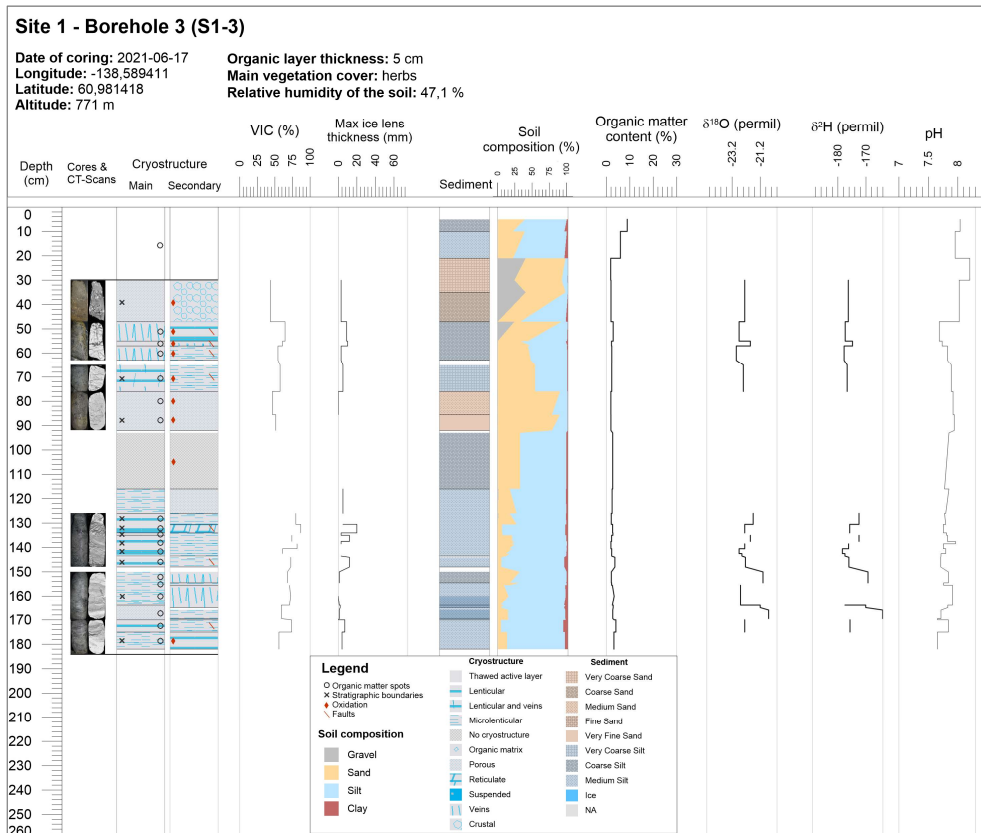
The borehole profiles were constructed with the geophysical and biogeochemistry variables per depth. They include ice characteristics, with cryostructure, VIC, maximum ice lens thickness, and sediment characteristics with the soil composition and sediment class, organic matter content, water isotopes and pH (Figure 24 to Figure 31).



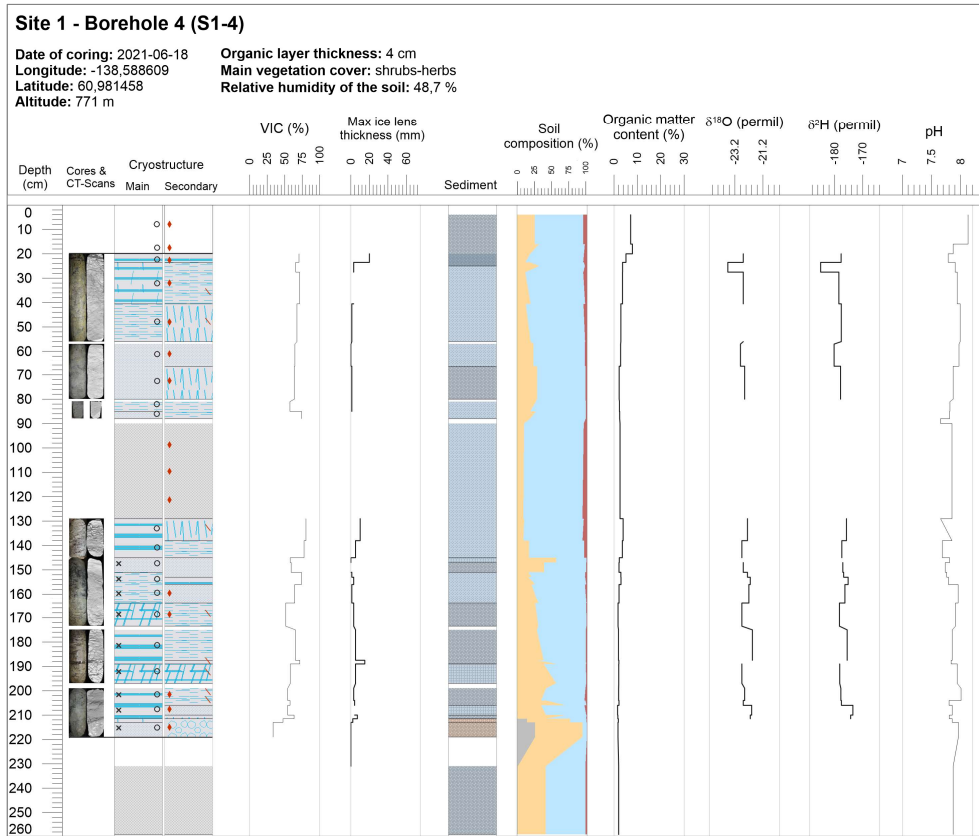
**Figure 24 - S1-1:** borehole profile with studied variables, according to depth.



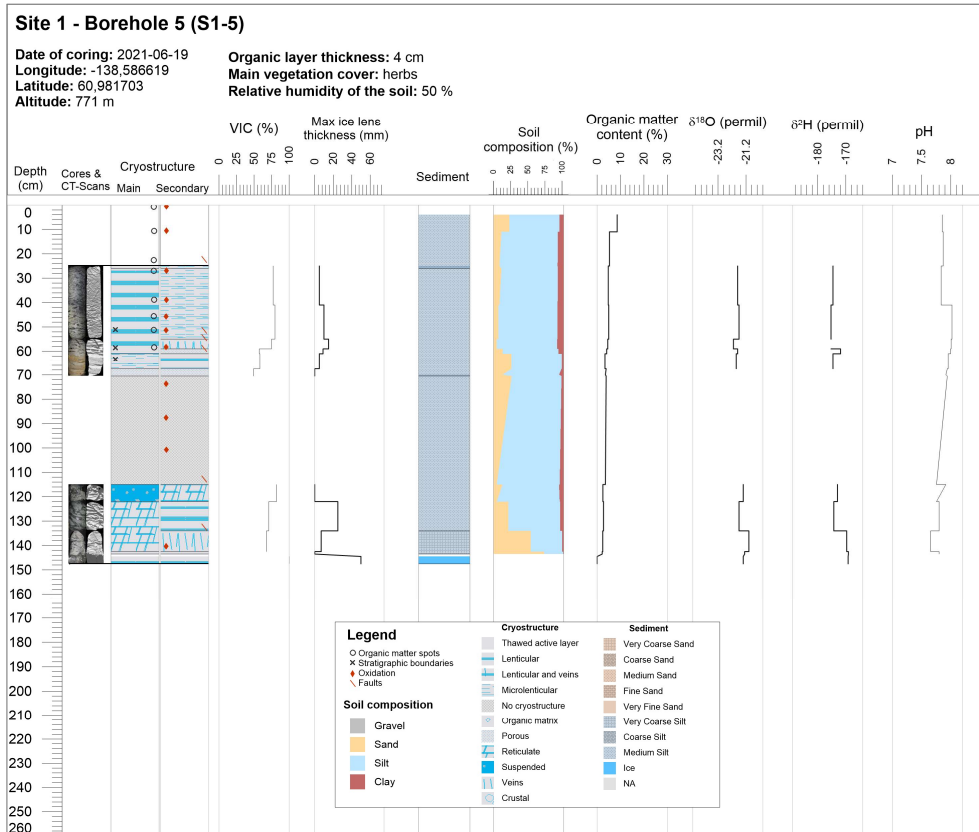
**Figure 25 - S1-2: borehole profile with studied variables, according to depth.**



**Figure 26 - S1-3: borehole profile with studied variables, according to depth.**



**Figure 27 - S1-4:** borehole profile with studied variables, according to depth.



**Figure 28 - S1-5:** borehole profile with studied variables, according to depth.

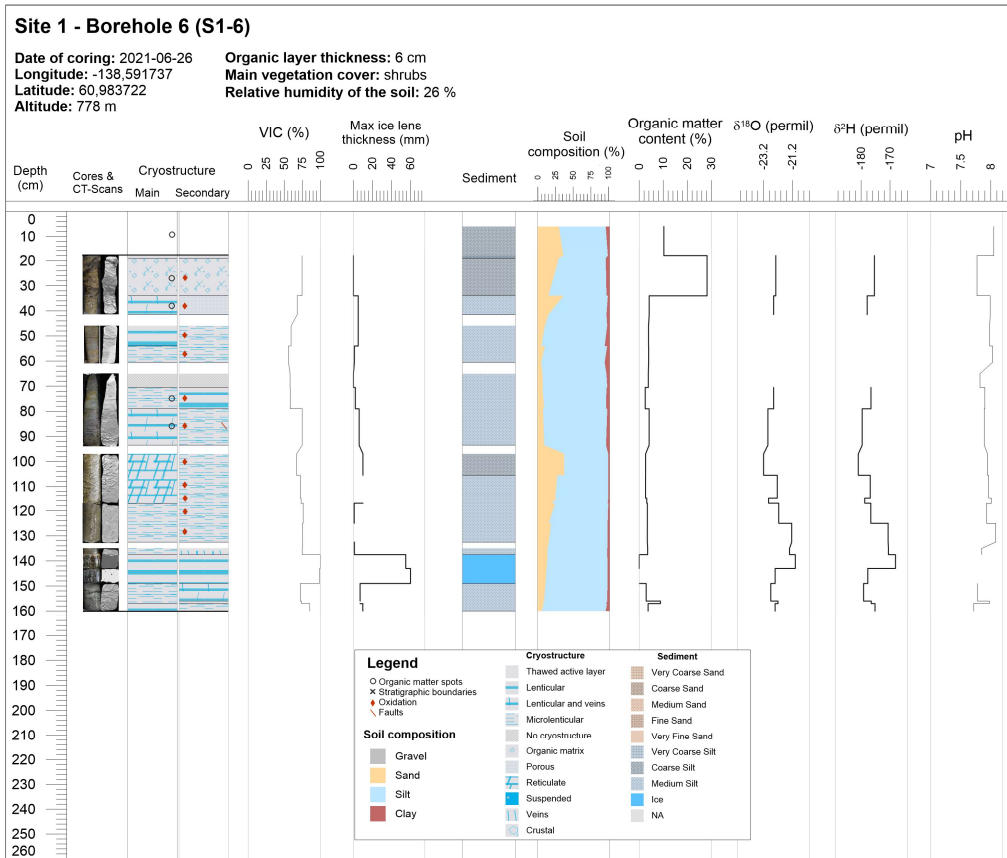


Figure 29 - S1-6: borehole profile with studied variables, according to depth.

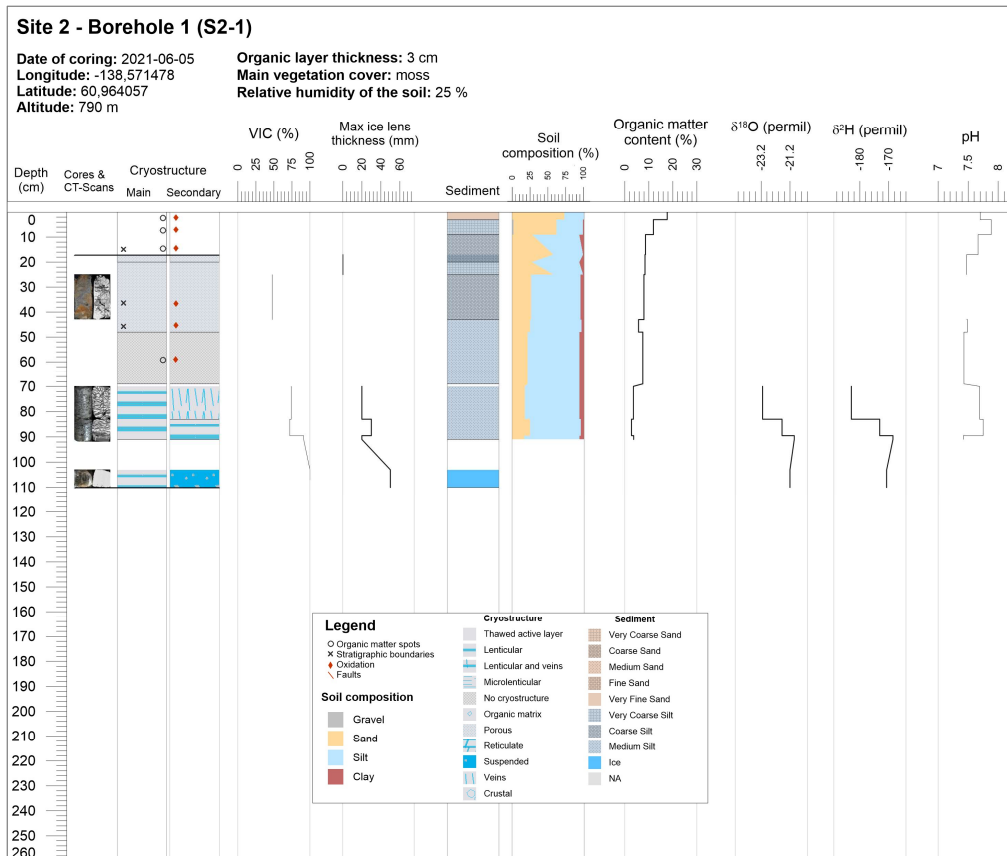
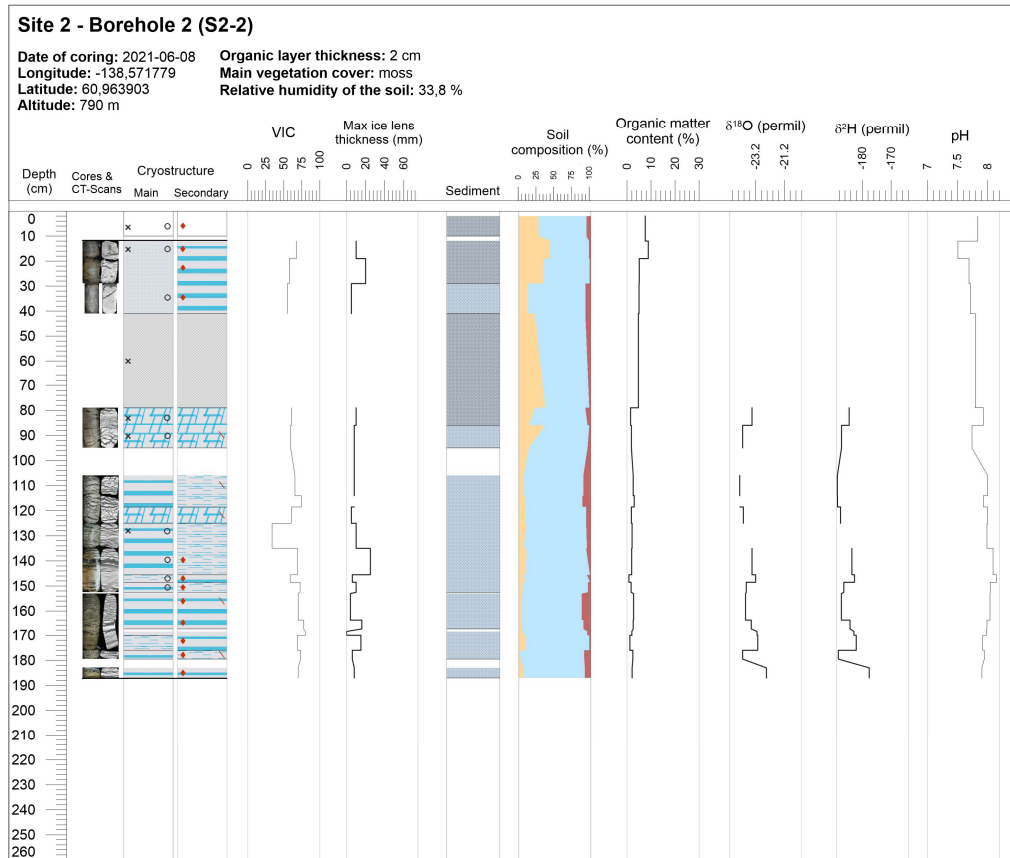


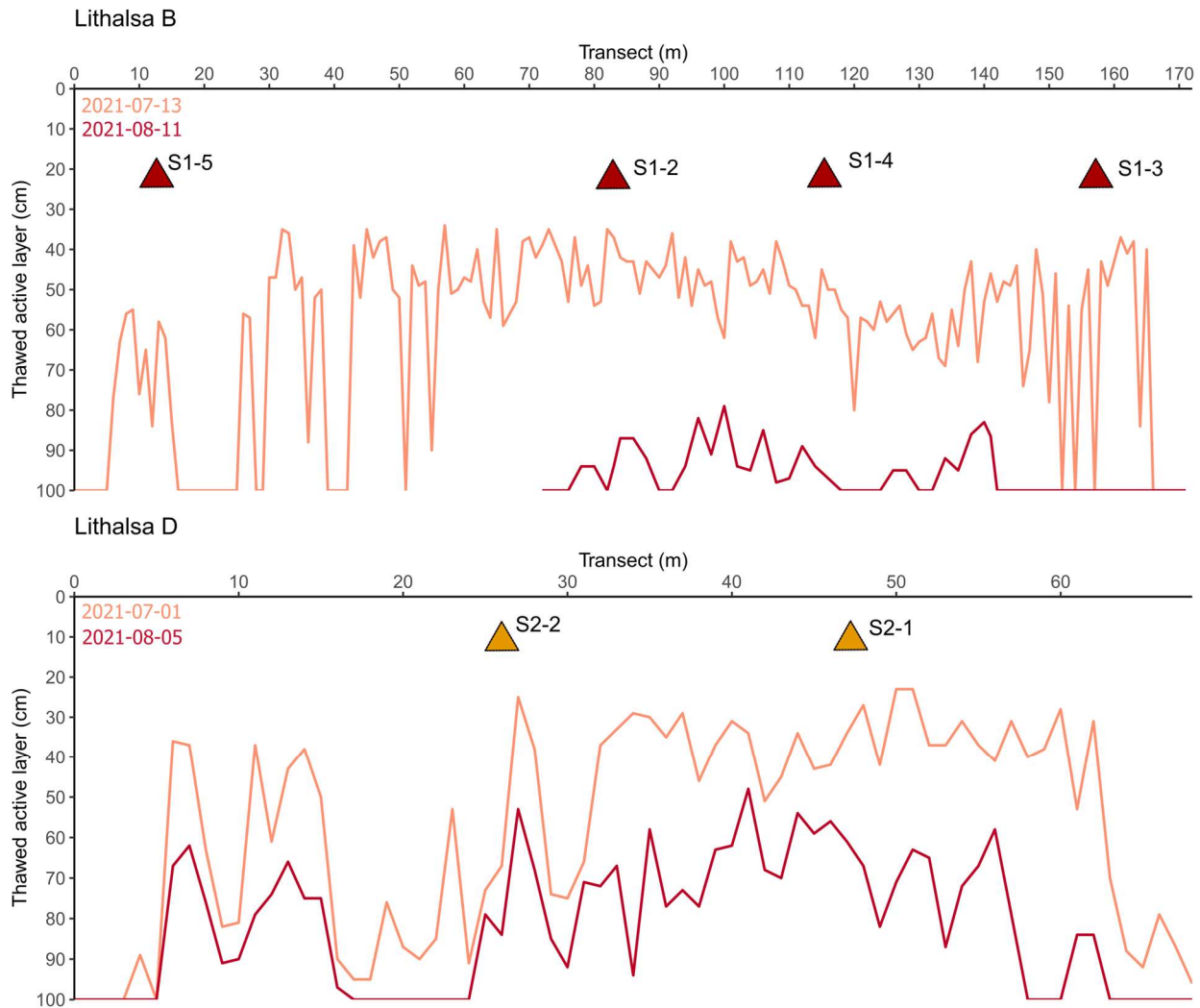
Figure 30 - S2-1: borehole profile with studied variables, according to depth.



**Figure 31** - S2-2: borehole profile with studied variables, according to depth.

## Appendix 4

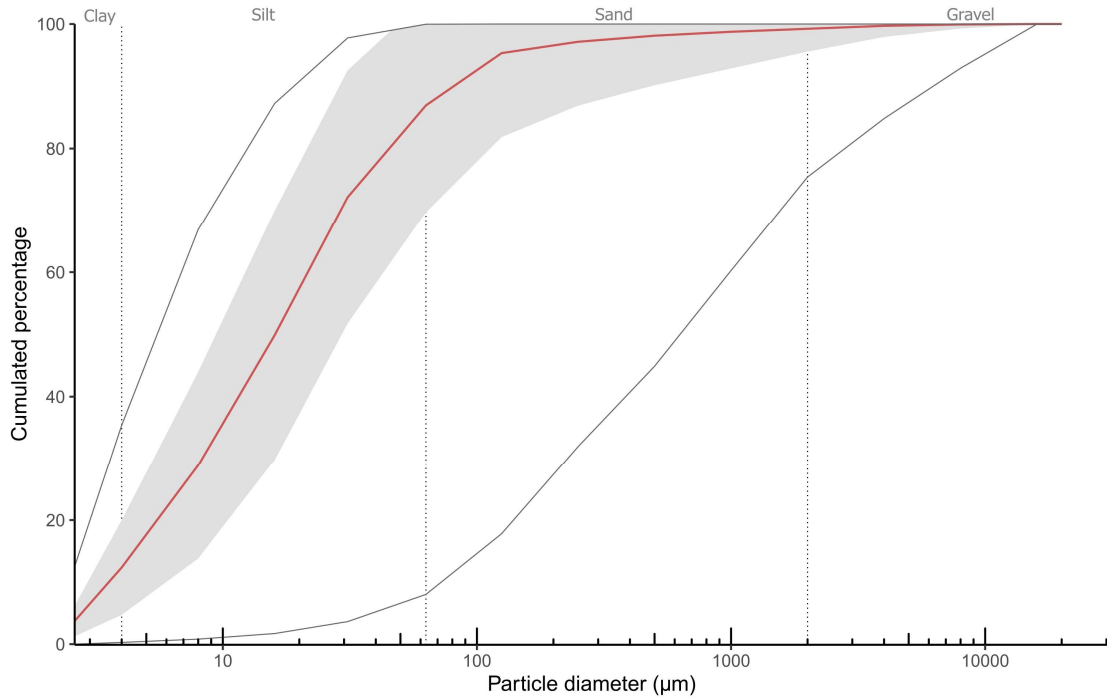
The thaw depth measurements were conducted in July and in August 2021, on lithalsas B and D. When the thaw depth exceeded 1 m deep, the depth of 1 m was indicated (Figure 32). The lithalsa ground level is at 0 cm. The variations in thaw depths are due to microtopography, the measurements were deeper in mounds than in depressions. When water was found at or next to the measurement point, the thaw depth was generally deeper.



**Figure 32** - Thawed active layer measurements conducted in July (orange) and August (red), at lithalsas B and D. Triangles show the boreholes' location, which were not on the transect but within 2 m of distance.

## Appendix 5

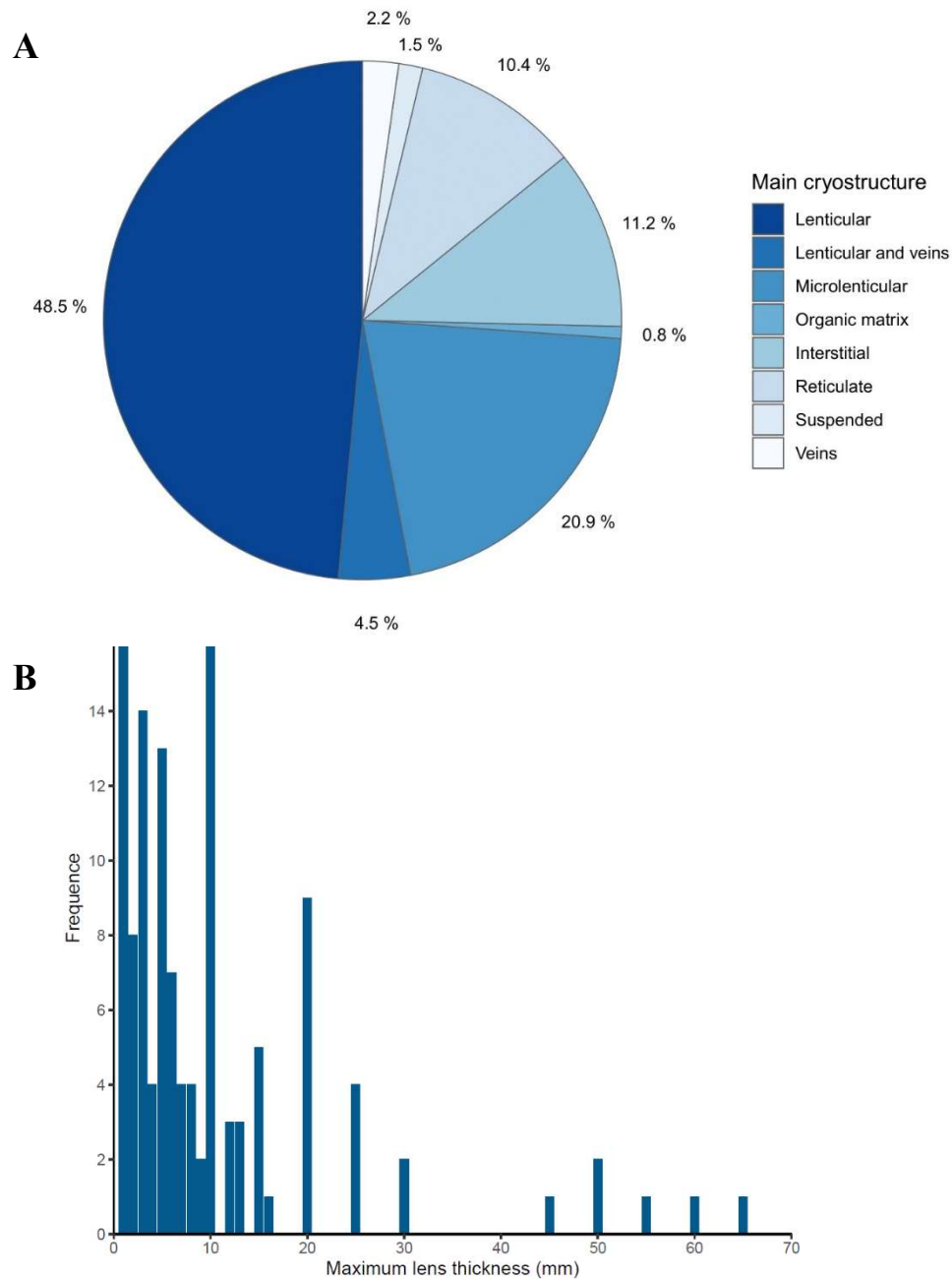
The sediments were mainly silt with a portion of fine sand (Figure 33).



**Figure 33** - Grain size of sediments: range of cumulated percentages for the particle diameter weight, the 8 boreholes combined. The middle red line is the average of cumulated percentages, and the grey ribbon is the standard deviation. X axis is displayed as a logarithmic scale.

## Appendix 6

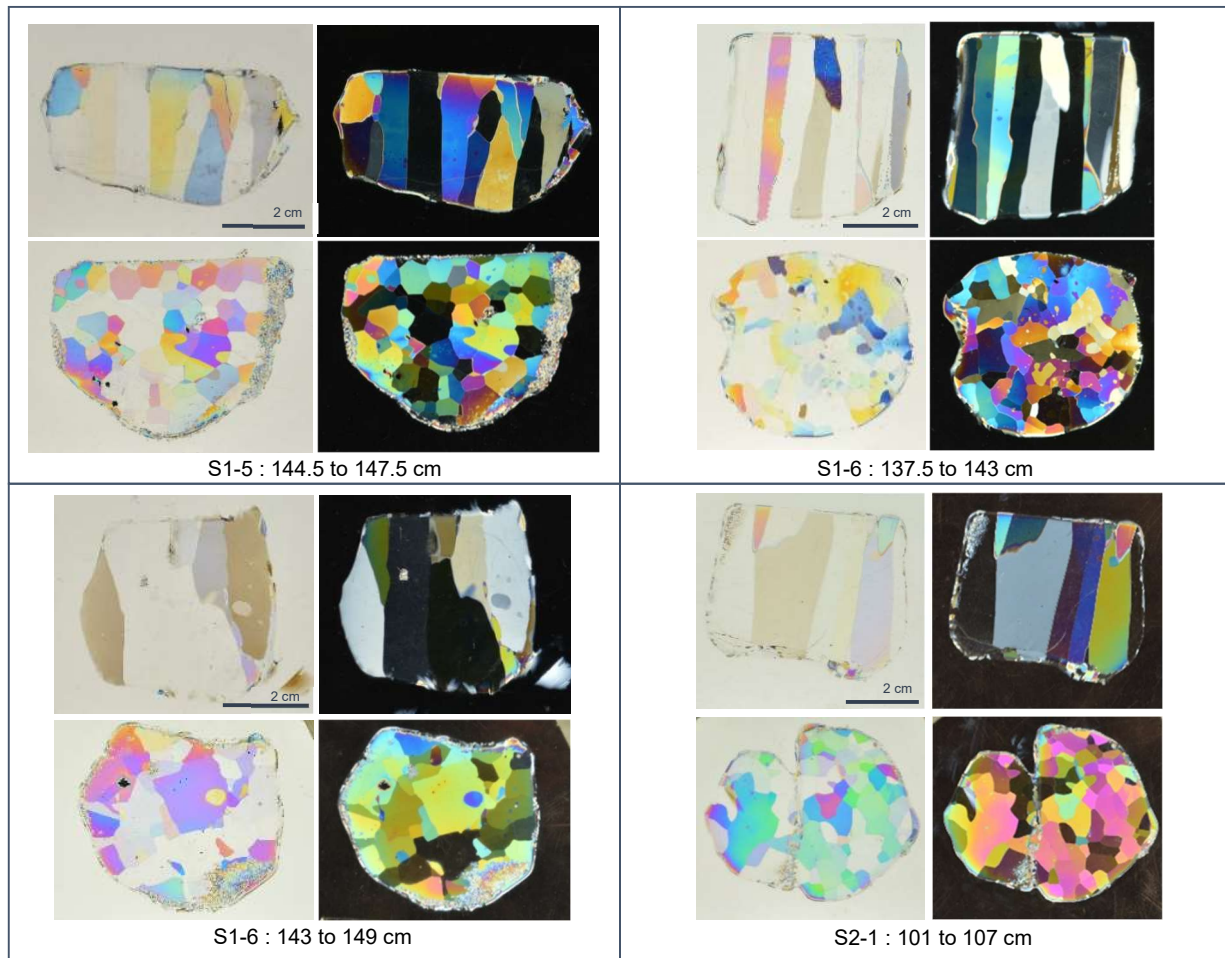
Figure 34.A shows that almost half of the cryostructures were lenticular, along with non-negligible portions of microlenticular, interstitial and reticulate cryostructures. The maximum ice lens thickness plot (Figure 34.B) displays all the largest ice lenses in each permafrost core section. Therefore, some thick ice lenses, extracted in several sections in the field, are shown as separate entities on the plot. Those are depicted as merged in Figure 18.



**Figure 34** - Cryostructure distribution in the samples (A). Maximum ice lens thickness frequency in the lithalsas (B).

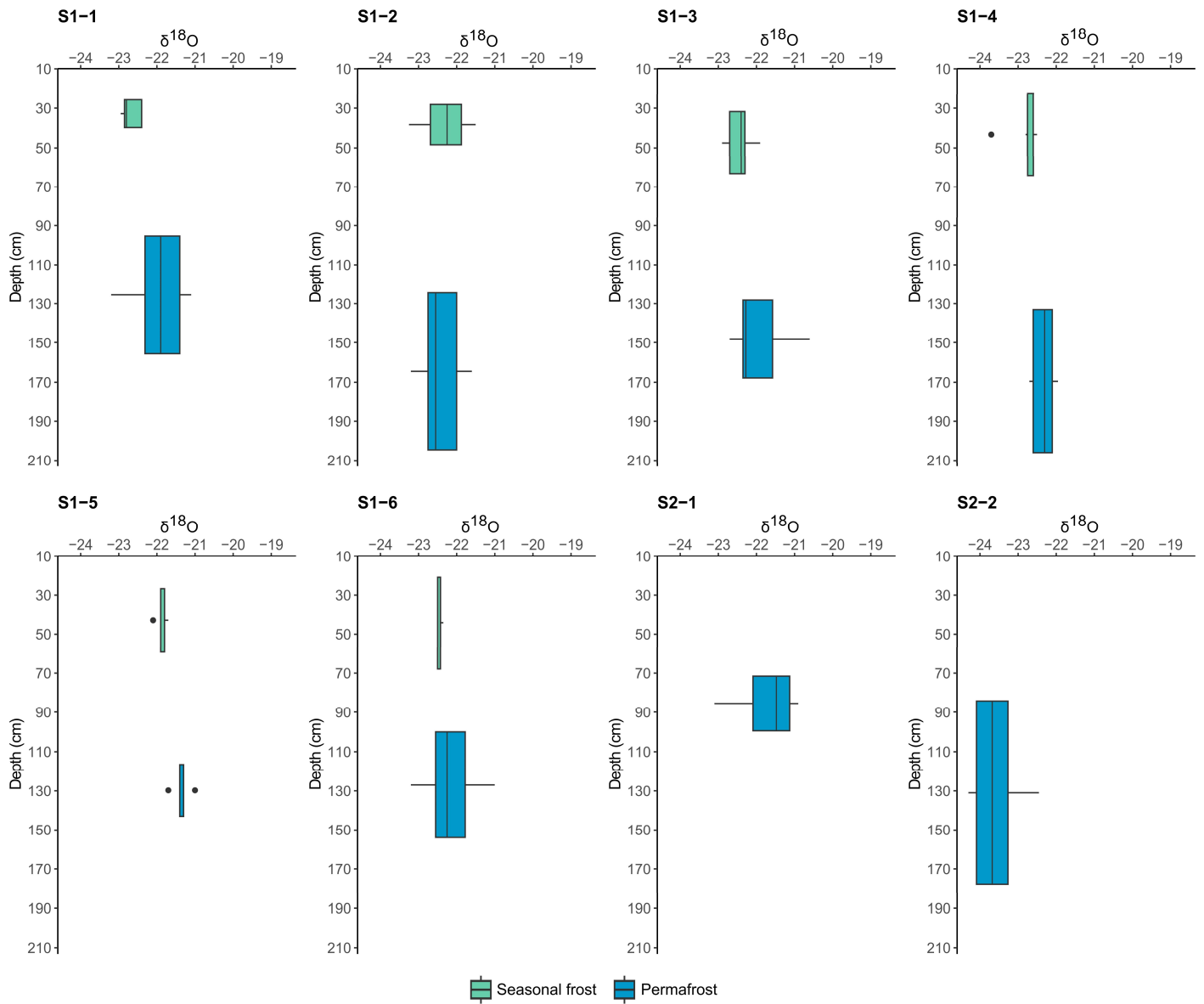


## Appendix 7



**Figure 35** - Thin sections of ice lenses. For each sample, the upper pictures are from the vertical plane, and the bottom ones are from the horizontal plane of the ice lens, with natural (left) and polarized (right) light. The small millimetric crystals are freeze-back artifacts that formed during the process of making the thin section.

## Appendix 8



**Figure 36** - Isotopes  $\delta^{18}\text{O}$  concentration above and under the talik. The vertical lines within the boxes represent the median, the horizontal lines are the full range of the data and the points are the outliers.