

Université de Montréal

**Mouvements de masse par solifluxion et dynamique
syngénétique du pergélisol du Haut-Arctique**

par
Manuel Verpaelst

Département de géographie
Faculté des arts et sciences

Mémoire présenté
en vue de l'obtention du grade de maîtrise
en géographie

Avril 2016

© Manuel Verpaelst, 2016

Résumé

Le Haut-Arctique est caractérisé par de nombreux phénomènes climatiques et géomorphologiques extrêmes. Les températures très froides, les faibles précipitations et la couverture végétale disparate permettent une pénétration en profondeur du froid dans le sol. Ceci, combiné à un grand nombre de cycles de gel et de dégel, donne naissance à différentes formes de surface qui affectent les dynamiques d'évolution du pergélisol et induisent une variabilité verticale et latérale de la distribution des teneurs en glace dans le sol. Ce mémoire porte sur l'influence d'un lobe de solifluxion de type rocheux sur les dynamiques d'évolution du pergélisol sur l'île Ward Hunt, Nunavut (Canada). En utilisant une approche cryostratigraphique, les objectifs sont de caractériser la cryostratigraphie d'un lobe de solifluxion, ce qui permettra de proposer un modèle d'évolution du pergélisol en lien avec le déplacement de matériel par solifluxion. L'analyse cryostratigraphique a révélé que la formation du lobe de solifluxion a mené au développement syngénétique d'une couche de pergélisol avec une teneur en glace variant en fonction de la morphologie du lobe, et à l'enfouissement et la préservation d'un corps de glace massive préexistant en bas de pente. La succession verticale et latérale des cryofaciès fait état du déplacement du lobe et de l'impact que ce dernier a sur la variabilité spatiale et temporelle du pergélisol, et ce, tant sur les aspects d'aggradation liés à l'accumulation de matériel en surface que sur les aspects de dégradation associés aux réchauffements climatiques actuels.

Mots-clés: pergélisol, cryostratigraphie, cryofaciès, syngénétique, glace souterraine, non-conformité au dégel, solifluxion, mouvements de masse, île Ward Hunt, Haut-Arctique

Abstract

The high Arctic is characterized by many extreme climatic and geomorphologic phenomena. Very cold temperatures, low precipitation and sparse vegetation cover, permit a deep penetration of cold in the soil. The latter, combined with a great number of freeze-thaw cycles, give rise to different surface features which in turn affect permafrost evolution dynamics and induce a vertical and lateral variability of the ice content distributions in the soil. This thesis focusses on the influence of a stone-banked solifluction lobe on permafrost evolution dynamics on Ward Hunt Island, Nunvut (Canada). By using a cryostratigraphic approach, the objectives are first, to characterize the cryostratigraphy of a solifluction lobe and second, to propose an evolution model of permafrost in reaction to the downslope displacement of material by solifluction. The cryostratigraphic analysis revealed that the solifluction lobes formation lead to the development of a syngenetic layer of permafrost with an ice content that varied according to the morphology of the lobe, and to the burial and preservation of a pre-existing body of massive ice at the base of the slope. The vertical and lateral sequence of the cryofacies presents the displacement of the lobe and its impact on spatial and temporal variability of the permafrost, that being, the aspects of aggradation related to the accumulation of material at the surface as well as degradation due to the actual climatic warming.

Keywords: permafrost, cryostratigraphy, cryofacies, syngenetic, ground ice, thaw unconformity, solifluction, mass movement, Ward Hunt Island, High Arctic

Table des matières

Résumé.....	i
Abstract.....	ii
Table des matières.....	iii
Liste des tableaux.....	vi
Liste des figures.....	vii
Liste des abréviations.....	x
Liste des symboles.....	xii
Remerciements.....	xiii
Introduction.....	1
Chapitre 1 : Revue de littérature.....	3
1.1 Pergélisol.....	3
1.1.1 Couche active.....	5
1.1.2 Couche transitoire.....	5
1.1.3 Pergélisol épigénétique et syngénétique.....	6
1.2 Analyse de la glace dans le sol.....	6
1.2.1 Cryostratigraphie.....	8
1.2.2 Analyses temporelles.....	11
1.3 Mouvements de masse.....	11
1.3.1 Géotechnique.....	12
1.3.2 Processus de solifluxion.....	13
1.4 Climat, solifluxion et pergélisol.....	18
Chapitre 2. Problématique et site d'étude.....	20
2.1 Hypothèse et objectifs de recherche.....	20
2.2 Site d'étude.....	20
2.2.1 Géologie / physiographie.....	22
2.2.2 Histoire quaternaire.....	22

2.2.3 Climat.....	23
2.2.4 Végétation.....	23
2.2.5 Pergélisol.....	24
2.2.6 Dépôts de surface et mouvements de masse.....	26
Chapitre 3. Article 1.....	28
Abstract.....	29
3.1 Introduction.....	30
3.2 Study site.....	31
3.3 Methodology.....	34
3.3.1 Morphology of solifluction lobe.....	34
3.3.2 Solifluction lobe cryostratigraphy and soil properties.....	34
3.4 Results.....	36
3.4.1 Slope and solifluction lobe morphology.....	36
3.4.2 Soil composition, active layer depth and hydraulic conductivity.....	39
3.4.3 Cryostratigraphy.....	42
3.5 Discussion.....	44
3.5.1 Slope morphology, solifluction lobe development and syngenetic permafrost aggradation.....	44
3.5.2 Syngenetic ice aggradation in solifluction lobe depression and the thermal resistance of permafrost.....	47
3.6 Conclusion.....	50
Acknowledgements.....	51
Chapitre 4. Article 2.....	52
Abstract.....	53
4.1 Introduction.....	54
4.2 Study site.....	55
4.3 Methodology.....	57
4.3.1 Slope morphology.....	57
4.3.2 Slope cryostratigraphy.....	58
4.4 Results.....	60

4.4.1 Cryostratigraphy of the slope and solifluction lobe.....	60
4.4.2 Stable isotopes of permafrost ground ice.....	62
4.4.3 Ground penetrating radar analysis of the slope and solifluction lobe.....	66
4.5 Discussion.....	69
4.5.1 Permafrost genesis.....	69
4.5.2 Conceptual scheme for the burial of sea ice by solifluction processes.....	71
4.6 Conclusion.....	73
Acknowledgements.....	73
Chapitre 5. Discussion générale.....	74
5.1 Aggradation et genèse du pergélisol.....	74
5.2 Cryostratigraphie et dynamiques de la couche active.....	76
5.3 Modèle d'évolution du pergélisol sous un lobe de solifluxion.....	77
Conclusion.....	79
Bibliographie.....	i
Annexe 1 – Pictures and scans of the cores.....	ii
Annexe 2 - Stable isotope analysis method.....	v
Annexe 3 - GPR profiles processing.....	vi
Annexe 4 – GPR profiles of the solifluction lobe and of the slope.....	vii
Annexe 5 – Grain size distribution in all boreholes.....	xv

Liste des tableaux

Tableau 1. Classification et brève description des cryostructures.	10
Tableau 2. Profondeur maximale de dégel de la couche active mesurée à la station météorologique SILA.	25
Tableau 3. Geomorphological subunits, cryostructures, ice contents, grain size and bubble descriptions of the permafrost cores.	38
Tableau 4. The active layer thickness for the period 2006 – 2014, interpolated from the thermal regime of a thermistor string connected to the SILA network station.	41
Tableau 5. Stable isotope $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ results according to the borehole location.	65
Tableau 6. $\delta^{18}\text{O}$ data for multi-year landfast sea ice, for Ward Hunt ice shelf and for other Arctic and sub-Arctic massive ground ice bodies.	70

Liste des figures

Figure 1. Régime thermique typique du sol.....	4
Figure 2. Paramètres pour l'analyse d'un sol gelé.....	8
Figure 3. Paramètres de mouvement de la solifluxion en profondeur.....	14
Figure 4. Composantes principales de la solifluxion.....	15
Figure 5. Types de soulèvements gélivaux et de solifluxion en fonction de leur profil de vitesse en profondeur.....	16
Figure 6. Modèle conceptuel de températures montrant des scénarios d'augmentation des températures d'été et la relation avec l'épaisseur de la couche active et la profondeur d'amplitude annuelle nulle.....	19
Figure 7. a-b) Localisation de l'île Ward Hunt au nord de l'île d'Ellesmere; c) Localisation du site d'étude sur la côte nord de l'île Ward Hunt.....	21
Figure 8. Matière organique accumulée et écoulement d'eau venant des combes à neige en amont.....	24
Figure 9. Régime thermique (températures annuelles maximum et minimum) de l'année 1997 pour quatre trous de forage localisés à Alert, Nunavut.....	25
Figure 10. Lobes de solifluxion de type rocheux retrouvés sur l'île Ward Hunt : a) Lobes de solifluxion à centre déprimé; b) Lobes de solifluxion sans dépression centrale.....	26
Figure 11. Lobe de solifluxion situé en marge de Walker Hill.....	27
Figure 12. Simplified conceptual model of solifluction lobe displacement and syngenetic permafrost aggradation over several years.....	31
Figure 13. a-b) Localisation of Ward Hunt Island at the northern tip of Ellesmere Island; c) Localization of the study site on the northern shore of Ward Hunt Island.....	31
Figure 14. Stone-banked solifluction lobes on Ward Hunt Island.....	33
Figure 15. Organic matter accumulation in central depression of solifluction lobes.....	33
Figure 16. a) Solifluction lobe surface morphology reconstructed by TIN with the location of the four boreholes; b) Transverse profile of the lobe with the location of the boreholes; c) Side view of the lobe with lateral and frontal ridges.....	34

Figure 17. Gravel conduit in the frontal ridge of the lobe acting as a preferential subsurface flow path.....	39
Figure 18. a) Textural ternary diagram of the central depression, of the peripheral ridges and of the slope; b) Results from grain size analysis of samples from the central depression and of selected samples of the peripheral ridges and of the slope.....	40
Figure 19. Hydraulic conductivities (K_s) of soils of the slope, of the central depression and of the peripheral ridge of the lobe according to depth.....	41
Figure 20. a) Cryostratigraphy of soils in boreholes F1, F2, F3 and F7; b) Grain size distribution for each borehole was classified according to Udden - Wentworth scale. ..	42
Figure 21. Core photographs and tomodesitometric images of the cryofacies.....	43
Figure 22. Cryostratigraphic profile of the stone-banked solifluction lobe using a cryofacies approach.	47
Figure 23. Solifluction lobe affected by thermokarst in Resolute Bay, Nunavut, Canada.	49
Figure 24. Localisation of Ward Hunt Island at the northern tip of Ellesmere Island and the extent of the ice shelves of the region at the beginning of summer 2008.	56
Figure 25. Stone-banked solifluction lobes observed on Ward Hunt Island: a) Solifluction lobe with a saturated central depression; b) Homogeneous solifluction lobe with no central depression.....	57
Figure 26. 3D numerical model of the slope showing the solifluction lobe with the location of the boreholes and of the GPR transects.....	58
Figure 27. Cryostratigraphy of boreholes F1 to F7.....	61
Figure 28. Stable isotopes $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values for different cryofacies alongside with rain and snow values for the summer 2013.....	63
Figure 29. Box plot of the stable isotopes $\delta^{18}\text{O}$ results according to the cryofacies and geomorphological subunits.....	66
Figure 30. 200 MHz transversal GPR transect T1 with the location of the boreholes F1, F2, F3 and F7.....	67
Figure 31. 200 MHz longitudinal GPR transect T2 with the location of the boreholes F1, F4 and F5.....	68
Figure 32. 100 MHz transversal GPR transect T1 with the location of boreholes F1, F2, F3 and F7.....	69

Figure 33. Conceptual scheme for burial of massive ice and permafrost evolution in a polar
desert slope. 72

Liste des abréviations

(u) : Bulles étirées vers le haut (bubbles stretched upward)

a.s.l. : Au-dessus du niveau marin actuel (above sea level)

ADAPT: Arctique en développement et adaptation au pergélisol en transition (Arctic development and adaptation to permafrost in transition)

AL : Couche active (active layer)

BP: Avant le présent (before present)

C-C_d: Cryofaciès de la dépression centrale riche en glace (ice-rich cryofacies of the central depression)

C-R : Cryofaciès du bourrelet pauvre en glace (ice-poor cryofacies of the ridge)

C_d : Dépression centrale (central depression)

CEN: Centre d'études nordiques (Center for northern studies)

CLAAPS : CryoLab for Arctic, Antarctic and Planetary Studies

CMP : Test de comparaison d'un point commun (common midpoint test)

Cr : Cryostructure crustaliforme (crustal cryostructure)

Cr(b) : Cryostructure crustaliforme préférentiellement observée sur le bas des graviers (crustal cryostructure preferentially observed at the bottom of gravels)

Cr(t) : Cryostructure crustaliforme préférentiellement observée sur la partie supérieure des graviers (crustal cryostructure preferentially observed on top of gravels)

D : Disque hexagonal à la jonction des cristaux (hexagonal flat disk at the junction of crystals)

D_m : Profondeur maximum du mouvement (maximum depth of movement)

E : Énergie (energy)

EI : Bulles allongées (elongated bubbles)

F : Bourrelet frontal (frontal ridge)

FI : Indice de gel (freezing index)

G : Gélifluction (gelifluxion)

GNSS : Système global de navigation par satellite (Global navigation satellite system)

GPR : Géoradar (Ground penetrating radar)

Iv : Veine de glace (ice vein)

IR : Ratio isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ou $^2\text{H}/^1\text{H}$ (isotope ratio $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ or $^2\text{H}/^1\text{H}$)

Iw : Coin de glace (ice wedge)

L : Bourrelet latéral (lateral ridge)

La : Cryostructure stratifiée (layered cryostructure)

Le : Cryostructure lenticulaire (lenticular cryostructure)

Ms : Glace massive (massive ice)

N : nombre d'échantillons mesurés (amount of measured samples)

Pi : Cryostructure de porosité invisible (porous invisible cryostructure)

Pv : Cryostructure de porosité visible (porous visible cryostructure)

PFC : Reptation potentielle par le gel (potential frost creep)

R_e : Mouvement rétrogressif (retrograde movement)

R : Bourrelet périphérique (peripheral ridge)

Rd : Bulles rondes (round bubbles)

S : Pente (slope)

SILA : Signifie climat en Inuktitut (climate in Inuktitut)

Sp : Cryostructure suspendue (Suspended cryostructure)

Sps : Cryostructure suspendue riche en sédiments (sediment-rich suspended cryostructure)

S-P I : Cryofaciès de glace massive pauvre en sédiments (sediment-poor massive ice of the cryofacies of the slope)

S-R I : Cryofaciès de glace massive riche en sédiments (sediment-rich massive ice of the cryofacies of the slope)

UQAM : Université du Québec à Montréal (University of Quebec in Montreal)

T : Train de bulles vertical (vertical train of bubbles)

TIN : Réseau triangulé irrégulier (triangulated irregular network)

TI : Indice de dégel (thawing index)

VSMOW: Eau océanique moyenne normalisée de Vienne (Vienna standard mean ocean water)

SLAP : Précipitation légère normalisée d'Antarctique (standard light Antarctic precipitation)

WHI : Île Ward Hunt (Ward Hunt Island)

Liste des symboles

$\Delta t_{i \rightarrow i+1}$: Différence entre deux lectures aux temps t_i et t_{i+1} (s)

A : Surface de l'échantillon (m^2)

D_m : Profondeur maximum du mouvement (cm)

GIC : Teneur en glace gravimétrique (%)

H : Hauteur de la colonne d'eau (m)

H_{t_i} : Différence de pression au temps t_i (cm)

$H_{t_{i+1}}$: Différence de pression au temps t_{i+1} (cm)

K_s : Conductivité hydraulique à saturation ($m\ s^{-1}$)

L : longueur de l'échantillon (m)

t : Temps (s)

V : Volume d'eau percolé (m^3)

V_f : Volume des pores dans le sol non gelé (cm^3)

V_i : Volume de la glace (cm^3)

V_{ice} : Volume de glace dans le sol gelé (cm^3)

V_s : Volume du sol non gelé (cm^3)

V_{sur} : Vitesse de surface ($cm\ an^{-1}$)

V_t : Volume total d'un échantillon gelé (cm^3)

V_{t1} : Volume d'une unité de sol non gelé (cm^3)

V_{t2} : Volume du sol gelé (cm^3)

V_{vl} : Vitesse volumétrique ($cm^3\ cm^{-1}\ an^{-1}$)

V_w : Volume d'eau dans le sol gelé (cm^3)

VIC : Teneur en glace volumétrique (%)

W_s : Poids à sec du sol gelé (g)

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier Daniel Fortier, mon directeur de recherche, pour cette expérience sans précédent qui m'a mené dans les régions les plus lointaines de l'Arctique. Je te remercie tout particulièrement de m'avoir encadré, d'avoir partagé tes connaissances et de m'avoir donné l'opportunité de faire partie du Géocryolab, ce qui me mena à côtoyer des gens extraordinaires et me permit de grandir sur le plan professionnel.

Un grand merci à tous mes collègues et ami(e)s du Géocryolab pour les partages de connaissances, de temps libres et de moments à saveur de caféine. Plus directement, merci à tous ceux avec qui j'ai eu la chance de partager des moments inoubliables sur le terrain. À Paquette et son cachemire, à Steph qui adore les rivières d'eau vive, à Isa qui réserve sont premier couché de soleil à Jimmy, à Slei pour ses inventions, à Gautier parce qu'il est si beau, à 4 pour ses bulles, à Kate pour ses couleurs, à Sabine pour les discussions animées, à Audrey pour se laisser influencer à boire plus de café, à Lyno pour ses romans savon, à Simon pour ses échelles et à Étienne pour ses conseils judicieux.

Finalement, un gros merci à ma famille et mes ami(e)s de m'avoir supporté dans les moments où j'en avais le plus de besoin. Merci PaMa pour l'appui que vous m'avez donné, merci Gaga pour les rires gras et Frédé pour tous ces moments. Je vous aime!! Oh et by the way, merci Alex pour tes suggestions de flèches, Max pour les marches du midi, et merci à Robin et sa douce Mari pour les petits pétillants. Enfin, merci Mari!! Sans toi, toute cette histoire n'aurait pas été la même.

Introduction

Le Haut-Arctique est caractérisé par de nombreux phénomènes climatiques et géomorphologiques extrêmes. Selon les derniers scénarios climatiques, les changements climatiques affecteront l'Arctique plus que toute autre région de la planète (IPCC 2013). Le haut arctique, essentiellement dénudé de végétation, répondra fortement aux changements climatiques et sera marqué par une accélération des processus périglaciaires associés au dégel du pergélisol. Les mouvements de masse seront favorisés par l'approfondissement de la couche active qui fournira un apport d'eau favorisant le fluage du matériel et le glissement continu de la matière sédimentaire sur la zone riche en glace de la partie supérieure du pergélisol (French 2007).

Le projet de recherche porte sur l'influence du mouvement des lobes de solifluxion de type rocheux sur la dynamique du pergélisol de l'île Ward Hunt dans l'extrême nord du Nunavut (Canada). Le bilan hydrologique de l'île Ward Hunt repose essentiellement sur l'apport en eau de fonte des neiges et sur l'hydrogéologie de la couche active lors de la courte période de dégel annuel. Sur l'île, plusieurs lobes de solifluxion déforment les sédiments et entraînent un mouvement de masse vers le bas des pentes (Vincent *et al.* 2011). Considérant l'approfondissement récent de la couche active dû aux changements climatiques, l'apport accru de matière sédimentaire en bas de pente et la variabilité de la morphologie de surface viennent modifier la dynamique d'évolution du pergélisol. Cette étude est réalisée dans le cadre conceptuel de l'étude des processus géomorphologiques, ceci afin de mieux comprendre la dynamique du paysage à l'échelle du géosystème.

Ce mémoire est divisé en 5 chapitres. Le chapitre 1, en abordant la littérature, fait état des différents concepts qui englobent le projet. Le chapitre 2 présente la problématique et les objectifs de recherche, ainsi que les principales caractéristiques physiographiques et l'histoire quaternaire du site d'étude. Les chapitres 3 et 4 sont présentés sous forme d'articles intitulés :

- I. *Syngenetic dynamic of permafrost of a polar desert solifluction lobe, Ward Hunt Island, Nunavut.*

II. Sea ice buried in polar desert permafrost, Ward Hunt Island, Canadian High Arctic.

Le premier article présente ainsi la cryostratigraphie du lobe de solifluxion étudié, ce qui permet par ailleurs d'évaluer l'impact du lobe de solifluxion sur l'évolution du pergélisol. Le deuxième complète le premier en proposant un modèle d'évolution du pergélisol sous le lobe de solifluxion. Enfin, le chapitre 5 présente une discussion générale et fait un retour sur les différents aspects abordés dans les deux chapitres précédents.

Chapitre 1 : Revue de littérature

Dans le Haut-Arctique, les températures très froides qui ne restent au-dessus de 0 °C que pour deux ou trois mois durant l'été, les très faibles précipitations et la faible couverture végétale, permettent une faible pénétration de la chaleur dans le sol (French 2007). À la surface du sol, la balance thermique annuelle est négative et permet la présence d'un sol gelé de manière pérenne, le pergélisol, à la surface duquel seule une mince couche de sol dégèle annuellement. Les dynamiques d'évolution du pergélisol à travers le temps, permettent une variabilité de la distribution et des teneurs en glace dans le sol, tant au plan vertical que latéral. Le sol, qui est soumis à un grand nombre de cycles de gel et de dégel, répond en donnant naissance à des formes de surface issues de différents processus périglaciaires. Cette revue de littérature a comme objectif de mettre de l'avant les différents concepts associés au pergélisol et aux processus qui le régissent, à la présence et la répartition de la glace dans le sol et aux mouvements de masse par solifluxion. Les interactions entre ces différentes composantes seront explorées et mises en perspective par rapport à leurs réactions face aux changements climatiques.

1.1 Pergélisol

Le pergélisol est défini selon l'aspect thermique du sol qui doit rester sous 0 °C pour au moins 2 années consécutives (French 2007; UNEP 2011). La structure verticale du pergélisol est déterminée en fonction de la température du sol (UNEP 2011). Le pergélisol est délimité par le haut par le plafond du pergélisol et par le bas par la base du pergélisol (Figure 1). Tout dépendamment de la région, le pergélisol est très variable en termes de profondeur et va jusqu'à atteindre des profondeurs de plus de 1500 m à l'ouest du Yakutsk (Dobinsky 2011). La profondeur à laquelle le pergélisol se développe est déterminée par la balance entre la chaleur qui se dégage de l'intérieur de la terre (flux géothermique) et la chaleur qui est perdue à la surface (French 2007). L'augmentation de la température en fonction de la profondeur est appelée gradient géothermique (Figure 1). En connaissant la température de surface et le gradient géothermique, il est possible d'estimer la profondeur et l'épaisseur du pergélisol (French 2007), si le profil géothermique est stable (Gray *et al.* 2016).

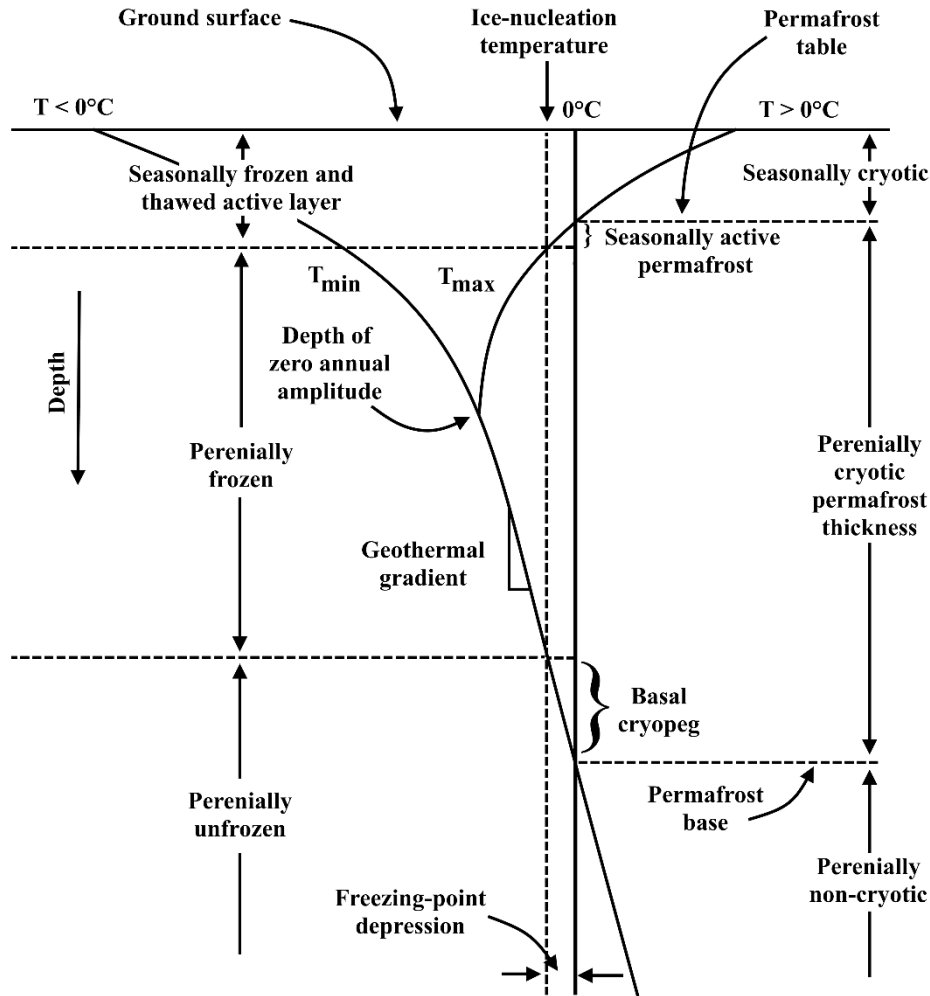


Figure 1. Régime thermique typique du sol qui indique les températures maximales et minimales, la diminution de la température avec la profondeur, le gradient géothermique, la profondeur de l'amplitude annuelle nulle, et la profondeur du dégel saisonnier (couche active) (French 2007).

Dans l'hémisphère nord, le pergélisol couvre près de 23.9 % de la surface terrestre, soit plus de $22.79 \times 10^6 \text{ km}^2$ et est présent des Himalaya (24°N) au nord du Groenland (84°N) (Zhang *et al.* 2008). Le pergélisol est normalement classifié selon sa couverture du territoire : continue (90-100%), discontinue (50-90%), sporadique (10-50%) ou isolée (0-10%) (French 2007). Sa distribution est principalement contrôlée par la température de l'air; tout endroit où la température de l'air est sous le point de congélation est un endroit potentiel à la formation d'un pergélisol (UNEP 2011). C'est pourquoi il est possible de retrouver du pergélisol dans des zones montagneuses de haute altitude à des latitudes relativement basses (Etzelmüller 2013). Plus localement, la présence du pergélisol est contrôlée par le relief (radiation solaire,

accumulation de neige, drainage, climat local), les propriétés physiques du sol et de la roche (différents albédos, conductivité thermique, émissivité), la végétation (bouclier contre l'insolation, isolant, maintien du pergélisol), les surfaces d'eau (capacité de chaleur volumétrique élevée, dégradation du pergélisol), le drainage (présence ou absence d'eau disponible pour la formation de glace), les feux (brûle la végétation, érosion thermique) et la couverture nivale (French 2007). La neige peut avoir différents impacts sur le pergélisol. Tout comme la végétation, elle joue un rôle d'isolant thermique et crée une barrière contre la pénétration de la chaleur atmosphérique en été et contre la perte de chaleur en hiver (Gray *et al.* 1979).

1.1.1 Couche active

La couche active est l'horizon de surface du pergélisol qui est sujet au gel et au dégel annuel (Bonnaventure et Lamoureux 2013). Dans le Haut-Arctique, la profondeur de dégel de la couche active varie de plus ou moins 0.3 m à 1.5 m (French 2007) et atteint sa profondeur maximale au début de l'automne (UNEP 2011). De manière générale, sa profondeur varie en fonction des mêmes facteurs environnementaux qui affectent la présence du pergélisol. La végétation qui agit comme isolant thermique, garde le sol gelé et occasionne une couche active plus mince (Nicholson 1979). Les régions dénudées de végétation seront ainsi plus susceptibles à avoir une couche active plus profonde (Bonnaventure et Lamoureux 2013). La variabilité interannuelle de l'épaisseur de la couche active est un paramètre important pour décrire le pergélisol sur le terrain et sa dégradation en lien avec les changements climatiques en cours (Nelson et Brown 1997).

1.1.2 Couche transitoire

Les battements et les variations interannuels de la couche active ont une influence sur la création d'une zone riche en glace, la couche transitoire (transient layer), qui se situe à l'interface de la couche active et du plafond du pergélisol (Shur 1988). Cette zone est à la fois influencée par le pergélisol et par la couche active. L'infiltration d'eau de fonte de glace ou de fonte de neige vers la couche transitoire par succion cryogénique permet un enrichissement en lentilles et veines de glace. Avec les années, la couche transitoire croît et vient assez riche en

glace pour pouvoir servir de tampon entre le pergélisol et la couche active. L'effet de la chaleur latente permet à la couche transitoire de résister au dégel et aide à la stabilité thermique du pergélisol sous-jacent, ce qui lui donne une certaine résistance face aux variations climatiques (Shur *et al.* 2005). L'intervalle de récurrence du dégel de la couche transitoire est de l'ordre de plusieurs dizaines, voire quelques centaines d'années. Pendant la plupart des étés chauds, la couche transitoire protège les couches sous-jacentes d'un dégel. Il arrive parfois que pendant un été particulièrement chaud, un dégel profond provoque un déplacement au cisaillement et occasionne une augmentation du ratio de solifluxion sur les pentes (Shur *et al.* 2005).

1.1.3 Pergélisol épigénétique et syngénétique

Un pergélisol, tout dépendamment de son mode de formation, peut être de nature épigénétique ou syngénétique. Les pergélisols épigénétiques, qui constituent la plupart des pergélisols sur terre (Dobinsky 2011), se forment dans les sédiments déposés antérieurement, ce qui implique une pénétration du front de gel de la surface vers le bas (French 2007). L'écart de temps entre le dépôt du matériel et l'aggradation du pergélisol, lors d'une croissance épigénétique, est de quelques milliers voir millions d'années (French et Shur 2010). Un pergélisol syngénétique se développe de manière contemporaine à la déposition, soit vers le haut suivant la sédimentation en surface (French 2007; Shur et Jorgenson 1998). Par l'apport de nouveaux matériaux sédimentaires en surface (alluviaux, colluviaux, éoliens, lacustres (French et Shur 2010)), la couche active s'épaissit momentanément, puis s'équilibrant avec les conditions climatiques locales, la partie inférieure de la couche active ne parvient plus à dégeler et est progressivement incorporée au pergélisol (Shur et Jorgenson 1998). Un pergélisol est rarement uniquement épigénétique ou syngénétique, il est la plupart du temps polygénétique avec néanmoins une influence marquée d'un des modes d'aggradation (French et Shur 2010).

1.2 Analyse de la glace dans le sol

La glace dans le sol se présente généralement dans les pores, les cavités, les vides et dans toute autre ouverture présente dans le sol ou dans la roche (French et Shur 2007). Lorsque l'eau de la porosité du sol gèle, elle gagne 9.05 % d'expansion volumétrique (French et Shur 2010).

Deux paramètres principaux sont utilisés pour décrire la glace dans le sol : la teneur en glace qui est définie par le poids de la glace par rapport au poids du sol à sec et la quantité de glace en excès de porosité qui se réfère au volume de surnageant d'eau présente à la surface d'une colonne verticale de sol dégelé (French 2007). Les sols qui contiennent de la glace en excès de porosité sont ainsi des sols riches en glace dans lesquels la glace occupe plus de la totalité des pores.

Les estimations du volume total de glace dans le sol pour l'hémisphère nord se situent entre 11.37 et $36.55 * 10^3 \text{ km}^3$ (Zhang *et al.* 2008). Les différentes propriétés de la glace dans le sol, qui permettent de rendre compte de la stabilité de ce dernier et de sa susceptibilité à subir la solifluxion, peuvent être déterminées à l'aide des relations entre les phases (Figure 2). Grâce à la connaissance des dimensions de l'échantillon, de son poids gelé et de son poids à sec, il est par exemple possible de trouver à l'aide d'équations simples : le volume de glace, le degré de saturation et l'épaisseur de la glace en excès.

La présence d'eau dans le sol lors du gel permet, en fonction du type de sédiments, la formation de glace de porosité ou de glace de ségrégation. La glace de porosité est formée par l'eau qui gèle in situ dans la porosité du sol, en particulier dans le matériel grossier, mais également dans le matériel fin à faible saturation (French 2007). La glace de ségrégation, qui est responsable de la formation de lentilles de glace, est formée lorsque l'eau non gelée migre vers le front de gel par succion cryogénique (reliée au gradient thermique du sol et à la granulométrie du matériel sédimentaire). La formation de glace de ségrégation est favorisée par un matériel plus fin dans lequel la pression lors de la migration de l'eau est élevée (French 2007).

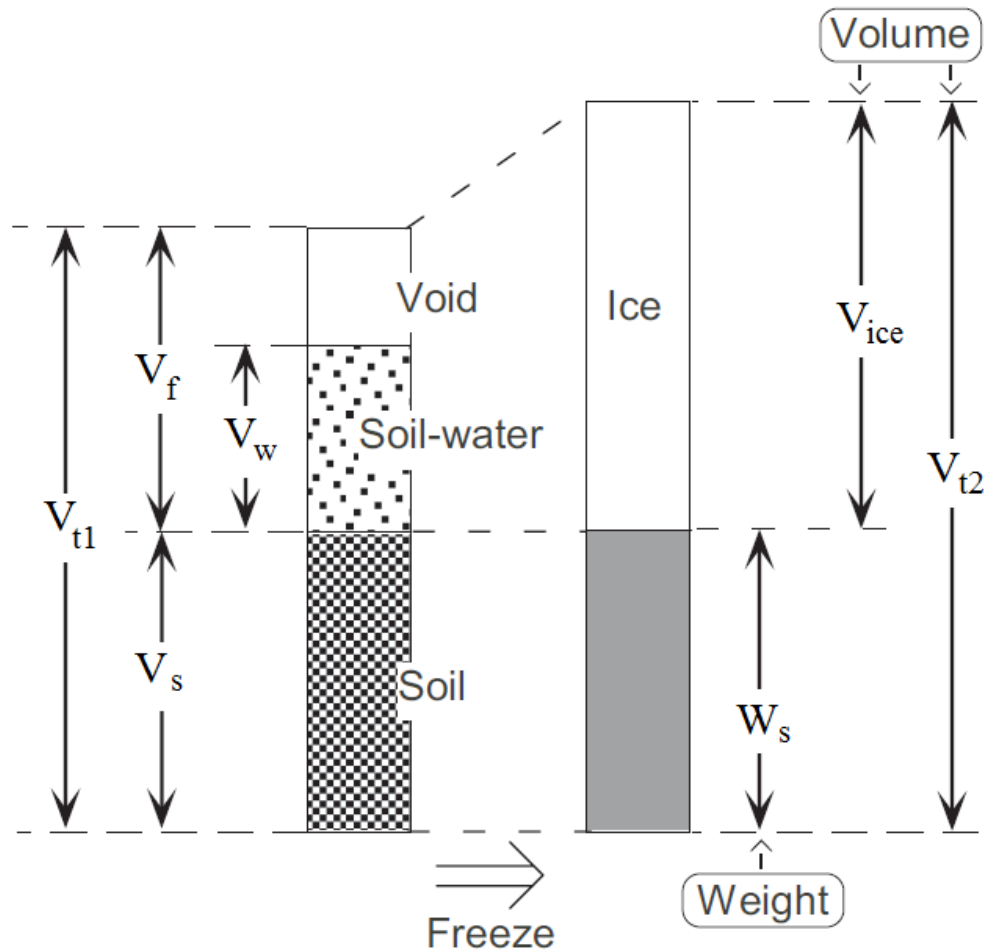


Figure 2. Paramètres pour l'analyse d'un sol gelé. Volume d'une unité de sol non gelé (V_{t1}); volume des pores dans le sol non gelé (V_f); volume du sol non gelé (V_s); volume de glace dans le sol gelé (V_{ice}); volume d'eau dans le sol gelé (V_w); volume du sol gelé (V_{t2}); Poids à sec du sol gelé (W_s) (Matsumoto *et al.* 2010).

1.2.1 Cryostratigraphie

La cryostratigraphie est l'étude des couches d'un sol gelé de manière pérenne (French 1998; French et Shur 2010). Elle comprend entre autres l'analyse des cryostructures et des cryofaciès du sol. Une cryostructure décrit la forme, la distribution et le volume de la glace dans le sol et est visible à l'œil nu (Shur et Jorgenson 1998). Un cryofaciès est constitué d'un assemblage de cryostructures et est défini en fonction de la teneur en glace volumétrique et de la grosseur des sédiments (Murton et French 1994).

Les cryostructures dépendent du type de sol présent, du processus syngénétique ou épigénétique qui a mené au gel du sol pendant l'aggradation du pergélisol (Stephani *et al.*

2010), de la quantité d'eau initiale et de sa migration pendant le gel (French 1998). Les cryostructures qui en résultent, de par le fait qu'elles soient relativement prévisibles et dépendantes des facteurs environnementaux, peuvent être un bon indicateur des unités de terrain, de l'environnement de déposition, de la genèse du pergélisol (Bray 2012) et des dynamiques d'aggradation et de dégradation de la glace dans le pergélisol (French 1998). Le type de cryostructures que l'on retrouve a une incidence directe sur les caractéristiques physiques d'un sol, soit sur : la teneur en glace, la teneur en eau non gelée, les discontinuités mécaniques, la conductivité thermique, le tassement au dégel et le comportement à la reptation (Bray 2012).

Différents types de cryostructures ont différents niveaux de développement et différentes teneurs en glace. Le Tableau 1 donne la classification des différents types de cryostructures et en dresse une brève description. Les cryostructures réticulaires, lenticulaires, micro-lenticulaires, stratifiées et suspendues sont bien développées et indiquent généralement qu'un sol est riche en glace. Les cryostructures de porosité visible, de porosité invisible, crustaliformes et les veines de glace isolées sont peu développées et caractérisent un sol pauvre en glace (Stephani *et al.* 2010).

Le mode de formation épigénétique ou syngénétique d'un pergélisol laisse place à des cryostructures caractéristiques. Un pergélisol syngénétique est observé à travers des structures rythmées qui reflètent l'aggradation de glace au fur et à mesure que le plafond du pergélisol s'élève, ce qui encourage la formation de zones riches en glace (French et Shur 2010). Les cryostructures typiques d'un pergélisol syngénétique sont stratifiées, lenticulaires, micro-lenticulaires (Bray 2012; French 2007; Stephani *et al.* 2010), suspendues et occasionnellement réticulées (Stephani *et al.* 2010). Les cryostructures qui sont associées à un pergélisol épigénétique sont : de porosité visible ou invisible à l'œil nu, crustaliformes, réticulées, parfois suspendues, lenticulaires et sont généralement plus pauvre en glace (Stephani *et al.* 2010), dans le haut du profil vs le bas du profil, ceci pour la tranche de sol 0 - 20 cm.


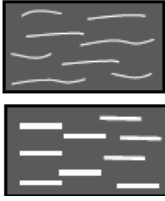


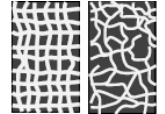




Cryostructures	Description	Type de sédiments	Illustrations (Tirées de Stephani 2010)
Lenticulaire	<ul style="list-style-type: none"> -Forme de lentille; -Généralement de forme continue; -Généralement horizontales (parallèle au front de gel); -Peuvent être droites, ondulées, inclinées, interlacées; -Peuvent contenir des bulles d'air -Épaisseur : $\geq 1\text{mm}$ <li style="padding-left: 20px;"><i>Pergélisol syngénétique</i> : mm à cm <li style="padding-left: 20px;"><i>Pergélisol épigénétique</i> : cm à dm -Sols normalement riches en glace. 	-silt à sable fin -argile silteuse	
Micro-lenticulaire	<ul style="list-style-type: none"> -Forme de lentille; -Généralement de forme discontinue; -Généralement horizontales (parallèles au front de gel); -Peuvent être droites, ondulées, inclinées, interlacées; -Très peu de bulles d'air; -Épaisseur : $< 1\text{mm}$; -Sols normalement riche en glace : <li style="padding-left: 20px;"><i>Pergélisol syngénétique</i> : $> 50\%$ <li style="padding-left: 20px;"><i>Pergélisol épigénétique</i> : 30-50% 	-silt à sable fin -tourbe	
Stratifiée	<ul style="list-style-type: none"> -Assemblage de cryostructures lenticulaires; -Épaisseur : cm à dm; -Sols normalement riches en glace. 	-silt à sable fin -tourbe	
Veine de glace	<ul style="list-style-type: none"> -Craque ou fissure remplie de glace; -Épaisseur : mm à dm; 	-tous les types	
Réticulée	<ul style="list-style-type: none"> -Cryostructures en filet de lentilles de glace subhorizontales et de veines de glace interconnectées; -Sols Normalement riche en glace à très riche en glace (de 35 à 95%); -Peuvent être régulières ou irrégulières. 	-silt à sable fin	
Suspendue	<ul style="list-style-type: none"> -Agrégats suspendus dans la glace; -Sols normalement très riches en glace (jusqu'à 90-95%); -Communes dans partie supérieure du pergélisol. 	-silt à sable fin -parfois tourbe -argile silteuse	
Crustaliforme	<ul style="list-style-type: none"> -Couche de glace autour du fragment, normalement partiel, occasionnellement total; -Communes juste sous le plafond du pergélisol; -Épaisseur : mm à cm. 	-fragments de roche -gravier -diamicton	
De porosité visible	<ul style="list-style-type: none"> -Glace de pore visible à l'œil nu; -Sont normalement pauvres en glace ($< 30\%$). 	-fragments de roche -gravier -diamicton	
De porosité invisible	<ul style="list-style-type: none"> -Glace de pore invisible à l'œil nu; -Sont normalement très pauvres en glace. ($< 10-30\%$). 	-tous les types	

Tableau 1. Classification et brève description des cryostructures (Stephani *et al.* 2010), appliquée au site de route expérimentale de Beaver Creek au Yukon.

1.2.2 Analyses temporelles

Une analyse temporelle des différentes strates de glace dans le sol peut être effectuée à l'aide d'indicateurs comme les discontinuités au dégel (*thaw unconformity*), de la géochimie isotopique et des méthodes et techniques géochronologiques (^{14}C , ^{210}Pb , ^{137}Cs , etc.) qui ne seront pas abordées dans le cadre de cette revue de littérature. Ce type d'analyse permet de remettre en contexte l'évolution du pergélisol par rapport aux variations climatiques passées et à la provenance de la glace dans le sol.

Une discontinuité au dégel est une unité cryostratigraphique identifiable sur la base d'un contact au dégel et d'une différence dans la nature et la distribution de la glace dans le sol (Murton et French 1994). Elle peut être le résultat d'une aggradation de glace formée par un amincissement de la couche active (French 1998), mais est plus communément associée à un réchauffement climatique passé qui aurait fait dégeler le sol plus en profondeur qu'il ne dégèle habituellement (Burn 1997; French et Shur 2010). En connaissant la profondeur d'une discontinuité au dégel, dans le cas d'un dégel maximum d'été, il est possible d'estimer un paléoclimat et d'en déduire, à l'aide de l'équation de Stefan, le nombre de degrés-jour qu'il y avait à l'époque (Burn 1997; French 1998).

La composition en isotopes stables de la glace dans le sol est un important composant de la cryostratigraphie et peut être utilisée pour distinguer les différentes unités et faire l'interprétation des paléoclimats (Kotler et Burn 2000). Les isotopes ^{18}O et ^{16}O sont utilisés pour déterminer l'origine probable de l'eau avant le gel (French 1998). Ces valeurs isotopiques sont comparées au VSMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*) et tout dépendamment du ratio obtenu, il est possible de se remettre dans le contexte climatique de l'époque de la formation de la glace (French 2007), donc de se situer à l'intérieur d'une séquence temporelle. La variabilité de résultats isotopiques obtenus au-dessus et en dessous d'une discontinuité au dégel peut par ailleurs appuyer son identification (Burn 1997).

1.3 Mouvements de masse

Un mouvement de masse est un mouvement de débris qui s'effectue vers le bas de pente par l'action de la gravité (French 2007). Ces mouvements se présentent sous différentes formes

dans différents environnements sur l'ensemble de la planète, mais sont particulièrement actifs et rapides dans les régions périglaciaires (Åkerman 1996). Tout dépendamment des conditions environnementales et des caractéristiques géotechniques du sol présent sur le site, l'action de différents processus donne naissance à différentes formes. En région périglaciaire, la vitesse lente ou rapide des mouvements de masse est dépendante des processus actifs, de la configuration du relief, de la nature du sédiment et de la teneur en eau et en glace du sol. Les mouvements lents impliquent des processus de solifluxion et les mouvements rapides impliquent une rupture de la couche active qui donne lieu à des éboulis, des coulées de débris (French 2007) et des coulées rétrogressives.

1.3.1 Géotechnique

En géotechnique, le facteur de résistance d'un sol non consolidé à la force d'érosion dépend des propriétés physiques des matériaux (Ritter *et al.* 2011). Certains types de sol ont des propriétés cohésives plus élevées que d'autres (matériaux fins vs matériaux plus grossiers). La force cohésive dépend des forces attractives entre les particules et de l'action lubrifiante des liquides interstitiels (Ritter *et al.* 2011). Ainsi, plus la teneur en eau est élevée, plus le matériel se comporte de manière plastique en se déformant ou de manière liquide en se liquéfiant. La stabilité d'une pente dépend de la relation entre les forces de résistance au cisaillement et les contraintes de cisaillement (forces motrices). Tant que la somme des contraintes de cisaillement ne dépasse pas la somme des forces de cisaillement, la pente restera en équilibre (Ritter *et al.* 2011).

Sur les pentes où il y a du pergélisol, il advient que des ruptures surviennent à des angles considérablement plus faibles que l'angle calculé par les standards des analyses géotechniques (French 2007). Ces ruptures sont dues à une pression d'eau interstitielle élevée lors du dégel et à une réduction progressive des forces de cisaillement à la base de la couche active lors de la gélifluxion (Harris *et al.* 1997; 2008c). La solifluxion se produit à des taux élevés de pression interstitielle sans tout autant franchir le seuil critique d'instabilité (liquéfaction) (Harris *et al.* 2008c). La présence de zones riches en glace dans le sol peut par exemple occasionner une augmentation de la pression d'eau interstitielle lors du dégel pour diminuer la cohésion entre les particules et favoriser un écoulement plastique ou liquide de la matière. La fonte de

lentilles de glace lors du dégel peut, dans cette optique, causer un cisaillement localisé et favoriser un mouvement par solifluxion (Harris *et al.* 2008c).

1.3.2 Processus de solifluxion

La solifluxion est un écoulement lent de sol saturé vers le bas de pente qui pourrait être vue comme une déformation de pré-rupture se produisant pendant le dégel d'été (Harris *et al.* 1997). Les processus de solifluxion s'observent des nunataks de l'Antarctique aux montagnes tropicales des régions plus méridionales du globe (Matsuoka 2001), soit dans les zones de pergélisol et dans les zones de gel saisonnier. En région périglaciaire, où les processus dirigés par la présence du pergélisol sont dominants, la solifluxion est le mouvement de masse le plus répandu (Kinnard et Lewkowicz 2005; Ridefelt *et al.* 2009). Elle est observable sur des pentes douces (4° ou moins) et plus abruptes (35°) (Benedict 1970; Van Steijn *et al.* 1995; Grab 2000), sous forme de lobes et de nappes de solifluxion qui ont généralement des dimensions de 0.2 à 2 m de hauteur et de 2 à 50 m de largeur (Matsuoka 2001). Les lobes sont classifiés en fonction de la présence / absence de la végétation comme lobes à couvert végétal (*turf-banked*) et lobes à couvert rocheux (*stone-banked*), respectivement (Benedict 1970, 1976; Matsuoka 2001).

Benedict (1970) a défini les lobes de solifluxion à couvert rocheux comme étant des masses lobées de débris rocailloux recouvrant un matériel plus fin, susceptible au gel, se déplaçant vers le bas de pente. Leur développement morphologique, qui varie d'un site à l'autre, est fonction d'un tri vertical et latéral du matériel et d'une vitesse de déplacement différentielle relative à la grosseur du matériel (Harrison et Macklin 1991). Les lobes de solifluxion à couvert végétal sont pour leur part définis comme des accumulations lobées de matériel se déplaçant vers le bas de pente; lesquelles sont recouvertes de végétation et caractérisées par l'absence d'un tri marqué du matériel (Benedict 1970).

En comparaison aux mouvements de masse rapides qui sont épisodiquement prononcés et considérables par leur masse totale, la solifluxion, qui a un bilan de déplacement sédimentaire annuel faible de quelques centimètres par année, est le mouvement dominant à long terme (Åkerman 1996). Malgré le fait que la dénudation d'un versant s'effectue beaucoup plus rapidement par transferts géochimiques que par solifluxion, la grande distribution de celle-ci

contribue grandement à l'évolution du paysage (Matsuoka 2001). La solifluxion est définie par trois paramètres de mouvement : la vitesse de surface (cm an^{-1}) (V_{sur}), la vitesse volumétrique ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-1} \text{ an}^{-1}$) (V_{vl}) et la profondeur maximale du mouvement (cm) (D_m) (Figure 3). Ces paramètres varient dans l'espace et dans le temps en fonction de différents paramètres environnementaux comme : la glace souterraine, le climat, l'hydrologie, la granulométrie et le gradient de pente.

Il y a trois composantes principales liées aux mouvements par solifluxion : la reptation par le gel, la gélifluxion et le mouvement rétrogressif (Figure 4). Les particules soumises à un événement de gel sont tout d'abord soulevées perpendiculairement à la surface par la glace en formation, puis un épisode de tassement au dégel qui représente le moment où le sol s'affaisse et se déplace survient. Il y a deux phases du tassement au dégel : la reptation et la gélifluxion qui ne sont pas dissociables, et le mouvement rétrogressif (Kinnard et Lewkowicz 2005). Une classification théorique des processus affectant la solifluxion a été mise de l'avant par Matsuoka (2001) (Figure 5). Celle-ci rend compte à la fois des différents types de soulèvements gélivaux et des processus de solifluxion, ainsi que de leur action sur le profil de vitesse observable dans le sol. Les quatre facteurs de mouvement impliqués sont : la reptation par le gel, la reptation par pipekrakes, la gélifluxion et le diapirisme.

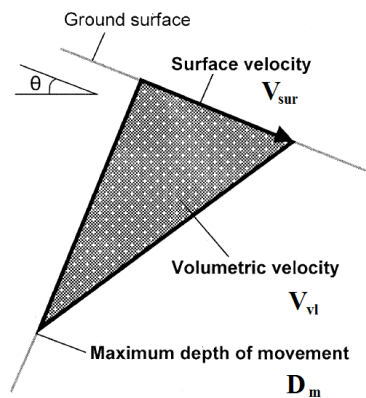


Figure 3. Paramètres de mouvement de la solifluxion en profondeur (Matsuoka 2001).

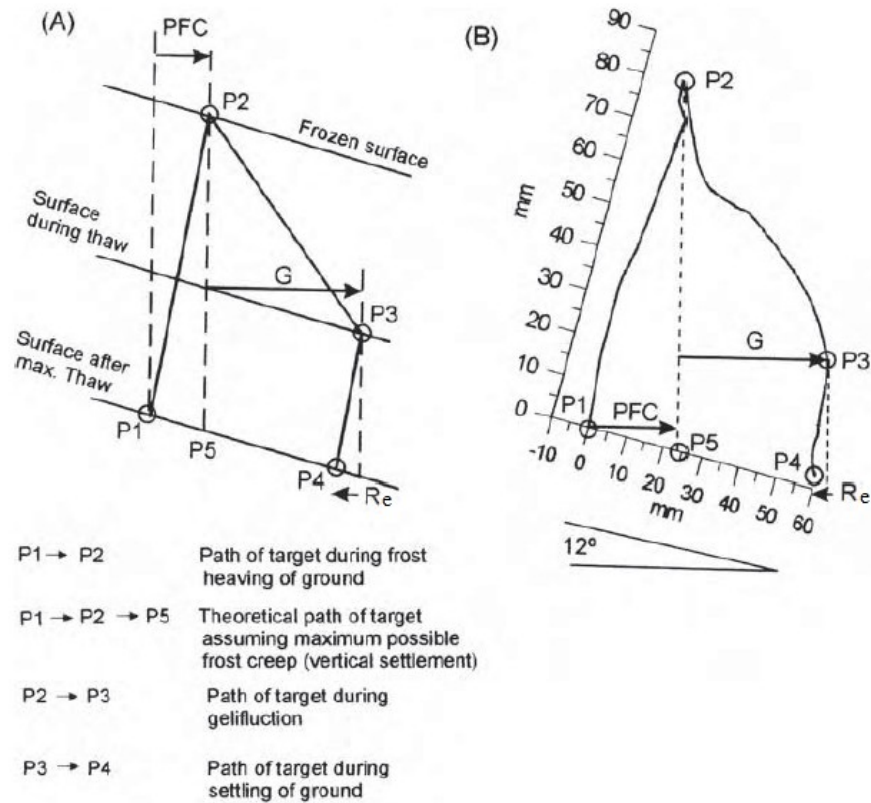


Figure 4. Composantes principales de la solifluxion. A) Déplacement théorique des particules de sol dû à la reptation potentielle par le gel (PFC), à la gelifluxion (G) et au mouvement rétrograde (Re). B) Interprétation des mouvements de surface observés en environnement contrôlé (French 2007).

1.3.2.1 Reptation par le gel

Le déplacement net vers le bas de pente se produit lorsqu'un sol, pendant un cycle de gel et de dégel, prend de l'expansion de manière perpendiculaire à la surface du sol et se tasse dans une direction pratiquement verticale (Washburn 1999). Sa vitesse de déplacement dépend de l'épaisseur du soulèvement gélival (épaisseur de la glace en excès) qu'il y a dans le sol, de la géométrie de la pente (Kinnard et Lewkowicz 2005; Harris *et al.* 2008b) et du nombre de cycles de gel et de dégel (Matsuoka 2001). Il existe la reptation par le gel diurne qui agit près de la surface et la reptation par le gel annuel qui agit en profondeur (Figure 5b, c). Ces deux types de reptation sont issus d'un gonflement cryogénique associé à la migration de glace de ségrégation vers des zones riches en glace dans le sol, soit près de la surface (reptation diurne) où le gel et le dégel est journalier et à la base de la couche active (reptation annuelle) où le gel et le dégel est annuels.

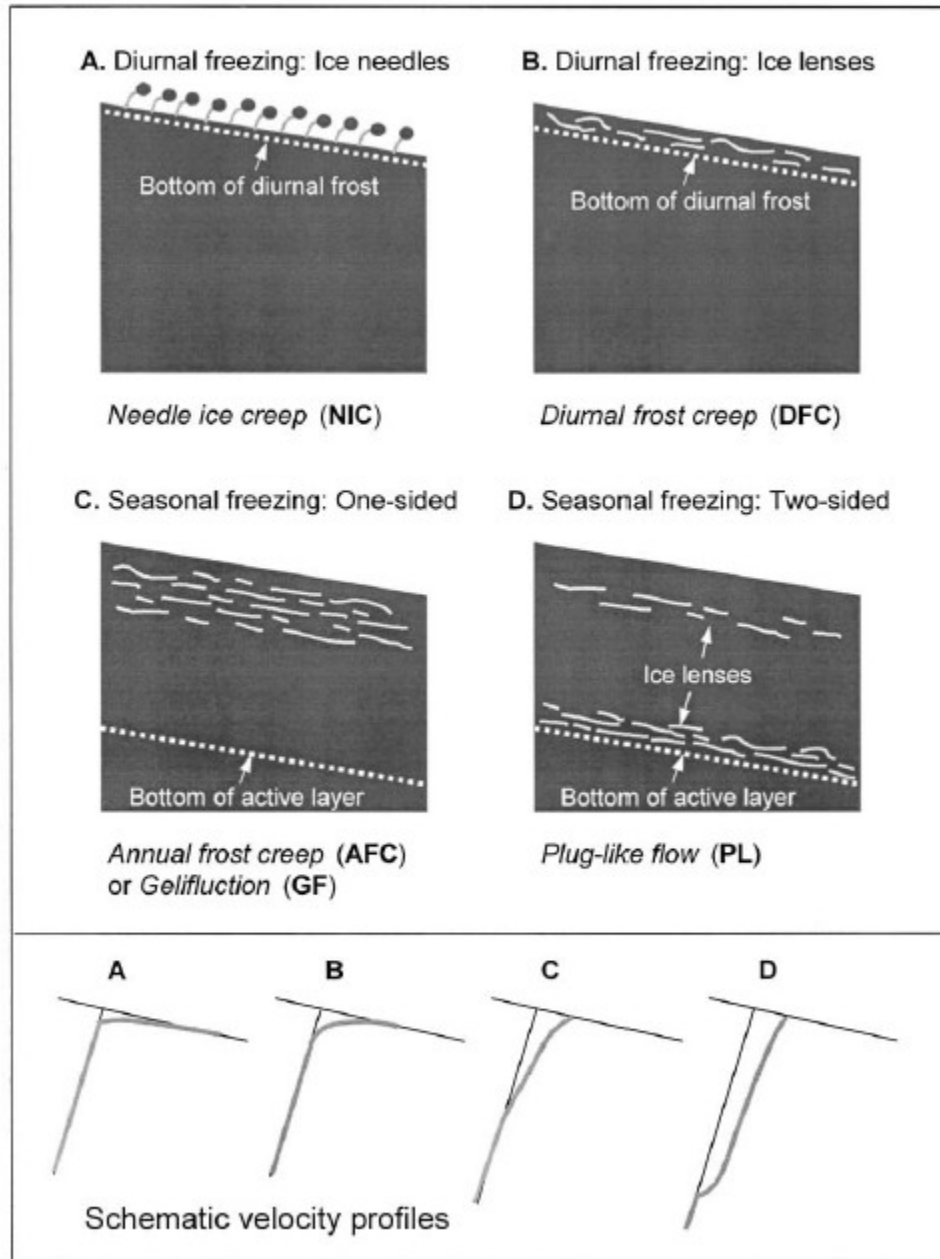


Figure 5. Types de soulèvements gélivaux et de solifluction en fonction de leur profil de vitesse en profondeur (Matsuoka 2001).

1.3.2.2 Reptation par pipekrakes

La reptation par pipekrakes est un processus dirigé par des cycles de gel et de dégel diurnes (Figure 5a). Une pipekrake est une petite aiguille de glace de quelques mm à plusieurs cm de long, qui se forme sur un sol humide qui gèle à la tombée de la nuit lorsque les températures diminuent. Les pipekrakes se forment souvent en groupe de plusieurs aiguilles

perpendiculairement à la surface lors du gel. Elles soulèvent les particules de sol en surface, puis lors du dégel diurne, les déposent à la verticale, ce qui occasionne un léger déplacement vers le bas de pente. Vu que la reptation par pipekrakes s'effectue à un rythme diurne, les mouvements de surface sont rapides et les lobes qui en découlent sont minces (Matsuoka 2001).

1.3.2.3 Gélifluxion

La gélifluxion correspond au fluage vers le bas de pente d'un matériel non gelé sur un substrat gelé (Washburn 1999). Elle constitue près de cinq fois le potentiel de mouvement de la reptation par le gel (Kinnard et Lewkowicz 2005). En comparaison aux coulées rapides occasionnées par un matériel visqueux ayant des valeurs près ou supérieures à la limite liquide, la gélifluxion est plutôt caractérisée par un fluage lent du matériel qui occasionne une déformation élasto-plastique du sol (Kinnard et Lewkowicz 2005; Harris *et al.* 2008b; Matsumoto *et al.* 2010). Cette déformation est le résultat du dégel du sol qui, par un apport en eau, augmente sa plasticité qui permet le mouvement. Un micro-cisaillement entre le sol et les lentilles de glace, qui pousserait la contrainte normale effective à être localement dépassée, pourrait aussi contribuer à la gélifluxion (Kinnard et Lewkowicz 2005). De manière générale, les variables environnementales principales qui influencent la gélifluxion sont : la teneur en eau venant des précipitations et des eaux de fonte, la granulométrie, la végétation et le gradient de pente (Washburn 1999).

1.3.2.4 Diapirisme

Mis à part la gélifluxion et la reptation, un autre phénomène qui influence les déplacements par solifluxion est observable en région de pergélisol; il s'agit de la solifluxion en diapir (Figure 5d). Ce type de mouvement implique un glissement rapide et profond à la base de la couche active, tout près du plafond du pergélisol; cette zone a une forte teneur en glace de ségrégation (Mackay 1981). Lorsque le front de dégel atteint sa profondeur maximale à la fin de l'été, cette zone à forte teneur en glace dégèle, la pression d'eau interstitielle augmente et la contrainte effective normale (force qui retient le matériel ensemble) diminue radicalement, ce qui crée un mouvement en diapir (*plug-like flow*) où la couche supérieure du sol glisse littéralement sur la couche inférieure (Matsuoka 2001). Le profil de mouvement de solifluxion

en profondeur qui en ressort est à la fois caractérisé par une déformation au cisaillement localisée à la base de la couche active où le sol est riche en glace et par une déformation très pauvre au milieu où le sol est pauvre en glace (Harris *et al.* 2008a).

1.3.2.5 Mouvements rétrogrades

Le mouvement rétrograde dans la séquence de solifluxion correspond à un déplacement des particules de sol vers le haut de pente. Ce mouvement qui survient juste après la gélifluxion (Figure 4) serait dû à un processus élasto-plastique du sol, qui par un tassement vers l'arrière, aurait tendance à reprendre son emplacement initial (Kinnard et Lewkowicz 2005). Cette action serait le résultat d'un séchage du sol puis d'une consolidation qui suivrait le dégel final (Harris *et al.* 2008a).

1.4 Climat, solifluxion et pergélisol

Il a été confirmé que le réchauffement actuel des 100 dernières années dans l'est de l'Arctique canadien excède celui du début de l'Holocène, alors que l'insolation d'été était de 9 % plus élevée qu'actuellement (Miller *et al.* 2013). D'ici 2100, avec un réchauffement des températures globales de 3 °C, soit 6 °C en Arctique, une dégradation de 30 % à 85 % du pergélisol de surface est attendue (UNEP 2011). Vu que le pergélisol est habituellement en équilibre avec le climat actuel (Nicholson 1979), l'augmentation des températures d'été aura comme conséquence directe l'épaississement de la couche active (Figure 6). La végétation, qui agit comme isolant et qui aide à la protection et au maintien du pergélisol (Pihlainen et Johnston 1963) est clairsemée et discontinue sur l'île Ward Hunt (Vincent *et al.* 2011), ce qui rend le pergélisol plus vulnérable aux variations climatiques, donc à l'approfondissement de la couche active.

L'impact d'un réchauffement climatique a des répercussions sur le régime thermique du sol. Celui-ci affecte la teneur en eau dans le sol et la profondeur maximale des cycles de gel et de dégel qui influe sur la profondeur des lentilles de glace (Matsuoka 2001). La plus grande disponibilité en eau, liée à une fonte plus élevée des couches riches en glace en profondeur, pourrait contribuer à provoquer des mouvements plus rapides pendant l'année (Matsuoka 2001). L'approfondissement de la couche active pourrait aussi contribuer à augmenter le

mouvement par solifluxion plus en profondeur. De manière générale, un réchauffement climatique mènerait à une plus grande instabilité des pentes (French 2007).

Il est connu qu'un apport de matériel sédimentaire en surface peut provoquer une aggradation de glace et la création d'un pergélisol syngénétique (Shur et Jorgenson 1998). Il reste maintenant à voir quel type d'impact un lobe de solifluxion peut avoir sur l'évolution du pergélisol en bas de pente, et plus encore, dans un contexte de réchauffement climatique; où d'une part l'approfondissement de la couche active est à considérer et de l'autre part, le mouvement de matériel sédimentaire vers le bas de pente est plus élevé.

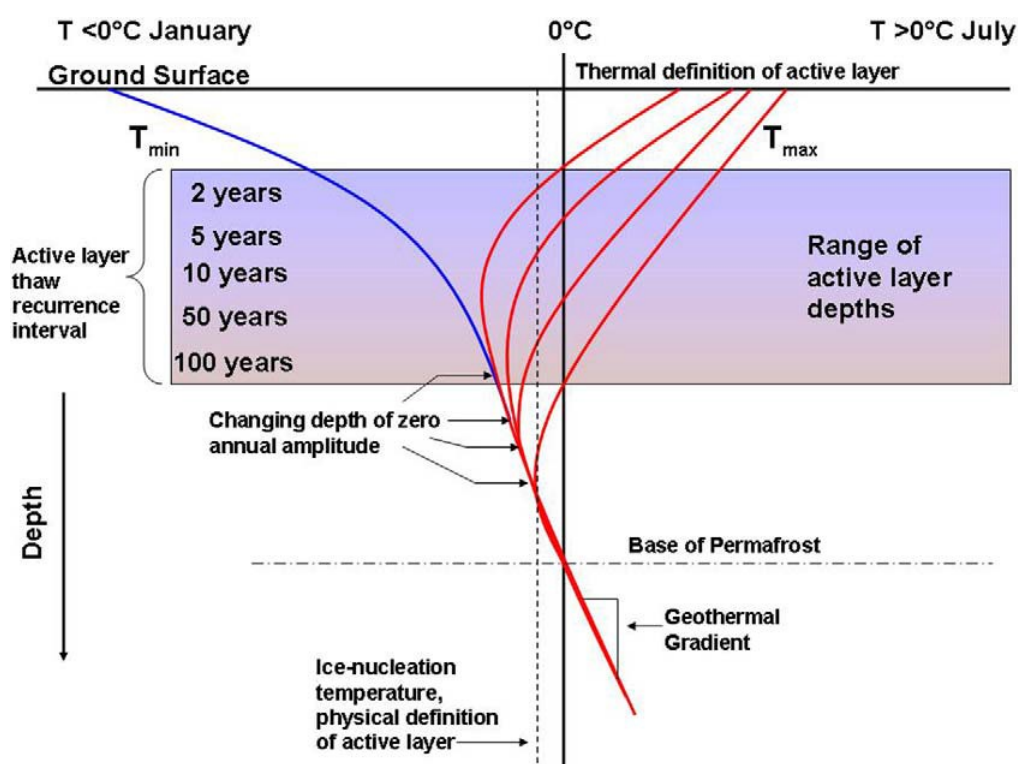


Figure 6. Modèle conceptuel de températures montrant des scénarios d'augmentation des températures d'été et la relation avec l'épaisseur de la couche active et la profondeur d'amplitude annuelle nulle (Bonnaventure et Lamoureux 2013).

Par l'apport d'une plus grande quantité de matériel, la création accentuée d'une zone riche en glace en bas de pente créerait une boucle de rétroaction négative qui contribuerait à ralentir la dégradation du pergélisol en bas de pente en réponse aux changements climatiques, ceci en raison de l'important effet de chaleur latente représenté par le volume de glace formé. Ainsi, au lieu d'avoir un dégel généralisé dans les bassins versants à solifluxion, un dégel différentiel pourrait être à considérer.

Chapitre 2. Problématique et site d'étude

2.1 Hypothèse et objectifs de recherche

La revue de littérature a mis en évidence les facteurs responsables de la distribution du pergélisol dans l'espace, ainsi que les processus associés à la genèse du pergélisol reflétée par la formation de cryostructures et de cryofaciès typiques. Les processus physiquement associés aux mouvements de masse par solifluxion ont aussi été mis de l'avant. Toutefois, l'impact des mouvements de masse par solifluxion sur l'évolution du pergélisol et l'aggradation de la glace dans le sol à travers le temps restent encore méconnus.

Afin d'éclaircir cet aspect fondamental de l'étude du pergélisol, une hypothèse de recherche a été mise de l'avant :

- *Le mouvement des lobes de solifluxion entraîne le développement syngénétique du pergélisol et l'aggradation de glace en bas de pente où les sédiments s'accumulent.*

Pour valider l'hypothèse de recherche, 2 objectifs de recherche ont été déterminés :

- 1) *Caractériser la cryostratigraphie d'un lobe de solifluxion, et;*
- 2) *Proposer un modèle d'évolution du pergélisol sous un lobe de solifluxion de type rocheux.*

2.2 Site d'étude

Le site d'étude est localisé sur le versant nord de l'île Ward Hunt (WHI) (83°05'N, 74°10'W) au nord de l'île d'Ellesmere (Figure 7), dans le parc national de Quttinirpaaq. Depuis les années 50, l'île a été utilisée comme base de recherche pour plusieurs études environnementales (Vincent *et al.* 2011).

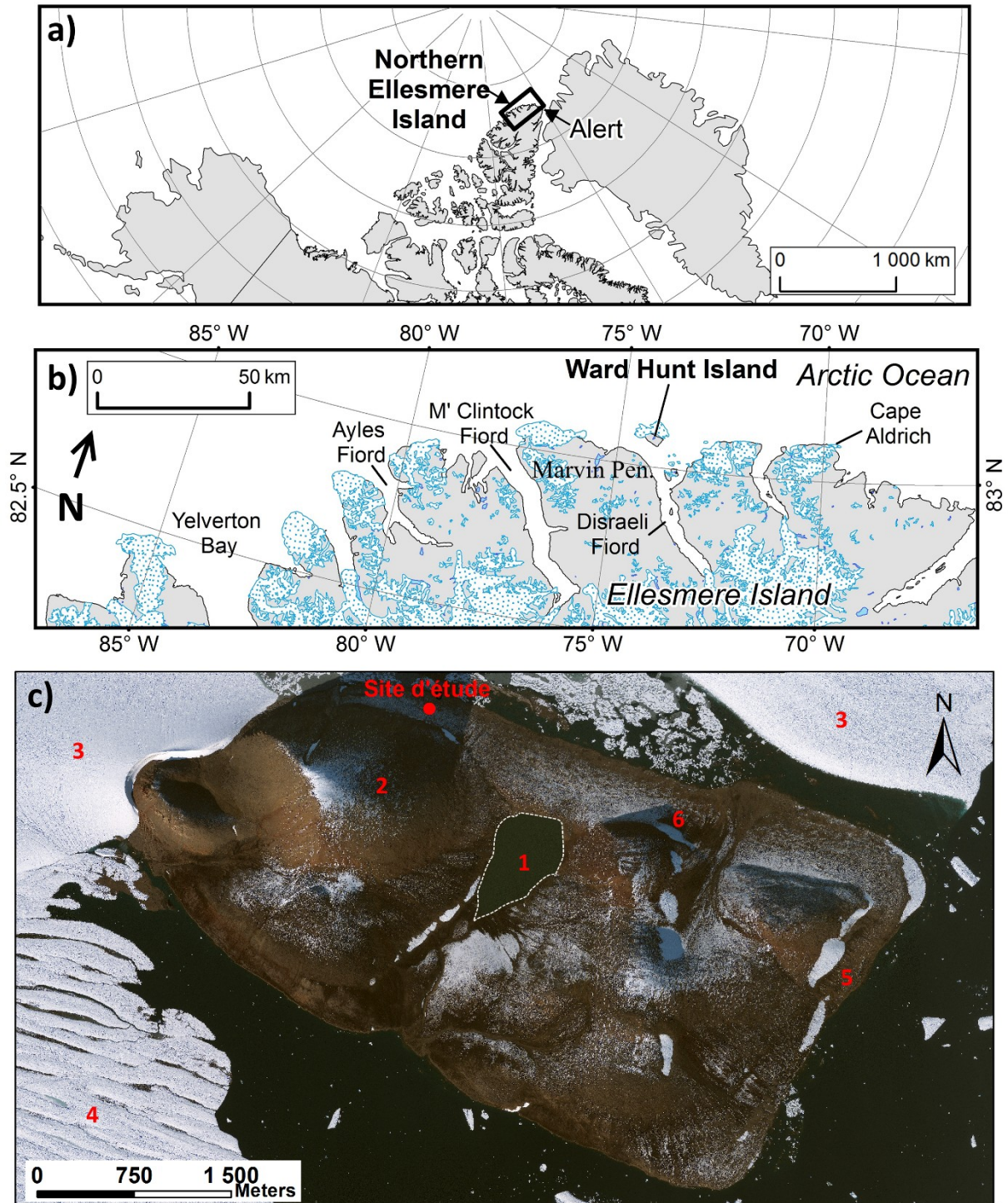


Figure 7. a-b) Localisation de l'île Ward Hunt au nord de l'île d'Ellesmere ($83^{\circ}05'N$, $74^{\circ}10'W$) (modifiée de Vincent *et al.* 2011); c) Localisation du site d'étude sur la côte nord de l'île Ward Hunt. Les éléments physiographiques sont marqués comme ceci : 1 - Lac Ward Hunt ; 2 - Walker Hill; 3 - Ice rise; 4 - Plate-forme de glace; 5 et 6 - Lobes de solifluxion. À noter les combes à neige pérennes à la base des pentes. Image Geo-Eye2 prise le 26 août 2011.

2.2.1 Géologie / physiographie

La région à l'étude se situe dans la province géologique de Pearya terrane qui est composée de 4 successions majeures datant du Protérozoïque moyen au Silurien supérieur; ces dernières comprennent des formations variées de roches sédimentaires, métamorphiques et volcaniques (Trettin 1991).

WHI, est bordée au nord par l'océan Arctique et au sud par la chaîne de montagnes Grant Land situé au nord de l'île d'Ellesmere. Cette chaîne de montagnes, qui atteint des élévations de plus de 2500 m a.s.l., est dominée par la présence de champs de glace qui s'écoulent via des glaciers de vallée vers les fjords (Lemmen 1989), qui eux se jettent dans l'océan Arctique. Située à 6 km au large à l'embouchure du fjord Disraeli (Figure 7), WHI est entourée d'une plate-forme de glace qui s'étendait au début du siècle, au-delà de Cape Aldrich à l'est et qui englobait le fjord M'Clintock à l'ouest (Antoniades *et al.* 2011). Aujourd'hui plus restreinte, la plate-forme de glace a connu plusieurs épisodes de reculs qui se sont accentués depuis la deuxième moitié du 20e siècle pour mener, en 2010, à la fragmentation et au détachement d'une grosse partie de la plate-forme de glace, pour laisser ouvertes à l'océan les côtes sud et est de WHI (Vincent *et al.* 2011). Cet événement est un marqueur significatif à l'échelle du millénaire et suggère que le climat de la région n'a pas été aussi chaud depuis près de 1000 ans (Antoniades *et al.* 2011).

2.2.2 Histoire quaternaire

La dernière glaciation effective au nord de l'île d'Ellesmere, aurait atteint son maximum glaciaire au Wisconsinien tardif un peu avant 30 000 BP (Lemmen et England 1992). Plus localement, sur la péninsule de Marvin au sud de WHI, une étendue glaciaire maximale aurait plutôt été atteinte vers 11 000 BP (Lemmen 1989). En raison d'un climat plus froid et plus sec qu'à l'actuel, ce maximum glaciaire aurait été limité à des avancées de seulement 5 à 60 km supérieures aux étendues actuelles (Lemmen et England 1992). Autour de 10 000 BP, un réchauffement du climat aurait initialisé le début du retrait glaciaire, ce qui mena à une émergence rapide des terres aux alentours de 8000 BP et à la déglaciation complète du fjord Disraeli vers 6000 BP (Lemmen 1988). Aucune évidence ne supporte le passage d'un glacier

associé à cette glaciation sur WHI; les erratiques trouvés sur l'île jusqu'à des altitudes de 335 m seraient plutôt associés à une glaciation antérieure plus extensive (Lemmen 1989).

Les fluctuations isostatiques relatives à la dernière glaciation auraient mené à une hausse maximale du niveau marin estimée à 62 m (au-dessus du niveau actuel) sur l'île (Lemmen 1989).

2.2.3 Climat

Une station météorologique SILA localisée au nord de WHI, à ~1 km du site d'étude, a enregistré, pour la période de 1995 à 2015, des températures d'air moyennes annuelles de -17.9 °C, avec un minimum moyen mensuel de -33.5 °C en février et un maximum moyen mensuel de 1.5 °C en juillet (Centre d'études nordiques (CEN) 2016). Les précipitations mesurées à Alert, situé à 170 km à l'est, moyennent 158 mm an⁻¹ pour les 30 dernières années (Environnement Canada 2015), ce qui permet la présence d'un écosystème désertique typique des régions de l'extrême Arctique. Pour la période de 1996 à 2014, l'indice de dégel (TI) (corresponds à la somme de la moyenne des températures d'air journalières au-dessus de 0 °C) a varié entre 47.6 (1996) et 156.8 (2012) avec une moyenne de 100.0, alors que l'indice de gel (FI) (corresponds à la somme de la moyenne des températures d'air journalières en dessous de 0 °C) a varié entre 5992 (2010) et 7175 (2001) avec une moyenne de 6600 (Paquette *et al.* 2015). Pour la période de 2006 à 2012, les radiations solaires incidentes estivales ont varié entre 1542 MWm⁻² (2012) et 1973 MWm⁻² (2009), avec une moyenne de 1758 MWm⁻² (Paquette *et al.* 2015).

2.2.4 Végétation

Les températures très froides et la très courte saison de croissance de la région permettent l'établissement de communautés de plantes de types déserts polaire et semi-désert (Vincent *et al.* 2011). La végétation de WHI a été décrite dans Vincent *et al.* (2011). Comme décrit dans cette revue, la richesse en espèces de WHI est considérablement faible avec seulement 37 taxons. *Saxifraga oppositifolia*, qui domine la région dans les sols bien drainés, croit avec un éventail d'espèces d'herbes, de graminées et avec 2 types d'arbustes, *Salix arctica* et *Dryas integrifolia*. Sur le versant nord de l'île, où se situe le site d'étude, la couverture de *Saxifraga*

oppositifolia est estimée à 10 % alors que les plantes vasculaires, les mousses et les lichens ont une couverture de 1 %, < 1 % et < 2 % respectivement (Vincent *et al.* 2011). Malgré cette végétation clairsemée, certaines zones qui sont alimentées en eau par les combes à neige en amont permettent l'établissement et la croissance d'une plus grande quantité de matière organique que sur les pentes adjacentes (Figure 8).

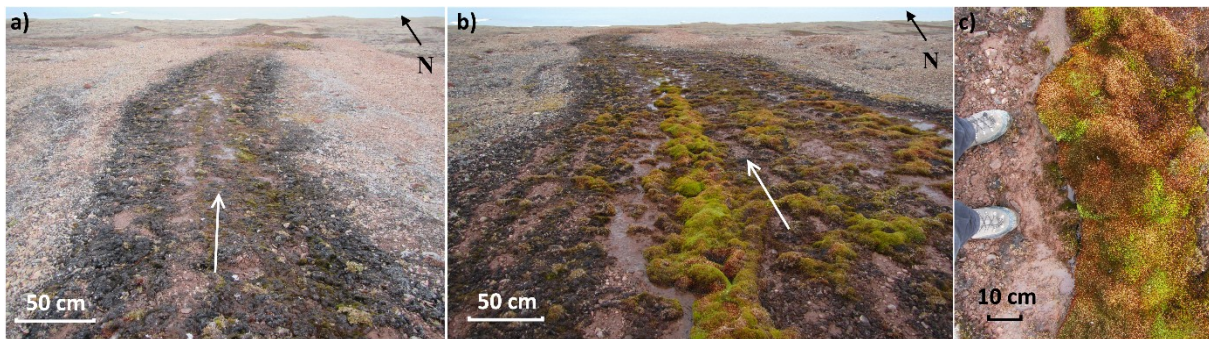


Figure 8. Matière organique accumulée et écoulement d'eau venant des combes à neige en amont. Notez la zone définie de matière organique en lien avec l'écoulement de surface en comparaison aux pentes adjacentes (a et b). Notez aussi la croissance élevée de mousses dans certains endroits (c). Les flèches blanches montrent le sens d'écoulement. Date : 7 août 2015. (Crédit photo : Daniel Fortier).

La végétation généralement sporadique issue de ce type d'environnement désertique est un élément déterminant pour le dégel en profondeur de la couche active et pour le nombre élevé de cycles de gel et de dégel; deux éléments qui sont à la base du développement de divers types de mouvements de masse de surface, tels les formes de triage et les mouvements par solifluxion.

2.2.5 Pergélisol

La région à l'étude se situe dans la zone de pergélisol continu. Le pergélisol près d'Alert est estimé à plus de 600 m d'épaisseur (Smith *et al.* 2012) et est considéré comme un pergélisol très froid. Smith *et al.* (2003) présente le régime de l'année 1997 de différents sites à Alert. Ces derniers montrent des températures des profondeurs annuelles nulles qui varient d'environ -12 °C (site près de l'océan) à -15 °C à une profondeur de 20 m (Figure 9). À WHI, le régime thermique des dépôts de plage composés de graviers sableux, a été enregistré entre 2006 et 2014 à l'aide de thermistances connectées à la station météorologique SILA. Ce dernier montre des températures de pergélisol maximales et minimales qui varient à 1.2 m de

profondeur, entre -1 °C à l'été 2011 et -32 °C à l'hiver 2008 (CEN 2016). Le régime thermique a par ailleurs été utilisé pour estimer la profondeur annuelle maximale de la couche active. Cette dernière varie de 65 cm en 2006 à 106 cm en 2011 (Tableau 2).

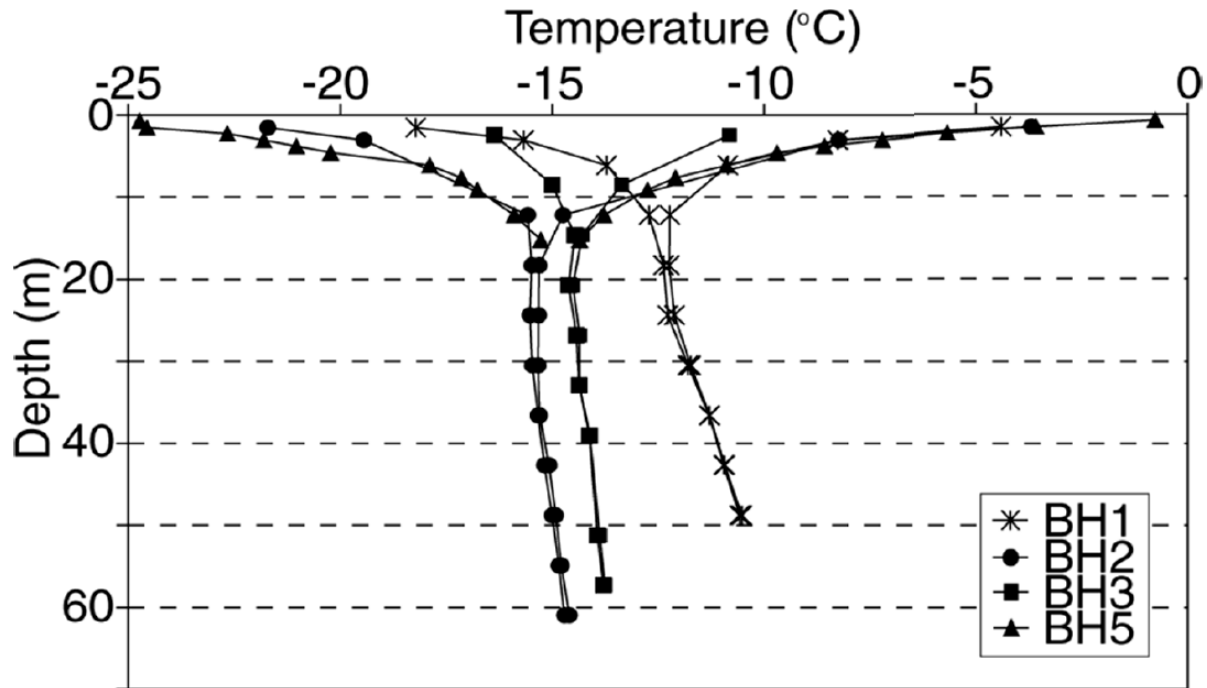


Figure 9. Régime thermique (températures annuelles maximum et minimum) de l'année 1997 pour quatre trous de forage localisés à Alert, Nunavut (Smith *et al.* 2003).

Profondeur maximale de la couche active									
Date de la profondeur de dégel maximale									
2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	
28 juil.	12 août	3 août	9 août	14 juil.	8 août	6 août	5 août	6 août	
Profondeur (cm)									
65	70	82	86	83	106	77	76	72	

Tableau 2. Profondeur maximale de dégel de la couche active mesurée avec un câble à thermistance connecté à la station météorologique SILA sur la côte nord de WHI pour la période de 2006 à 2014 (CEN 2016).

2.2.6 Dépôts de surface et mouvements de masse

La météorisation cryogénique élevée sur l'île Ward Hunt a permis la création d'une couverture étendue de débris de gélifraction, tranquillement retravaillée sur les pentes en forme de banc avec un front de débris rocheux, en marches cryogéniques, en lobes de solifluxion (pentes 3 à 12°) et en coulées de blocs (pentes 10 à 20°) (Vincent *et al.* 2011). Les plus faibles élévations (< 60 m) de la rive nord de l'île sont couvertes de plages surélevées constituées de sable et de gravier. Dans ces dépôts, des processus de triage et de gélifluxion entraînent le matériel vers le bas de pente par le biais de trainées de matériel trié et non trié (pentes 5 à 10°), de lobes de solifluxion (pentes 3 à 12°) et de solifluxion en nappes (2 à 7°) (Vincent *et al.* 2011). Les lobes de solifluxion de type rocheux sont particulièrement bien établis dans ces dépôts (Figure 10), mais se forment exclusivement en bas de pente à l'aval de combes à neige qui permettent un apport en eau suffisant à la création de conditions de saturation des sols pendant la saison estivale. Deux types de lobes rocheux sont observés sur l'île : 1) les lobes à centre déprimés où l'écoulement est concentré au centre pour créer des bourrelets périphériques surélevés (Figure 10a); 2) les lobes typiques ne possédant pas de dépression centrale (Figure 10b). Les lobes observés sur l'île ont des dimensions qui varient d'environ 0.1 à 1 m de hauteur par 2 à 25 m de largeur.

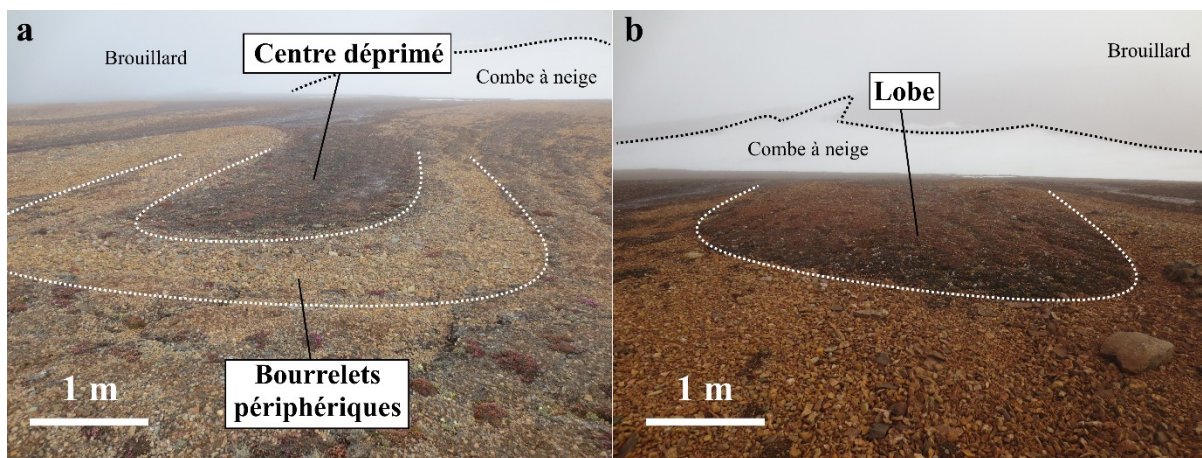


Figure 10. Lobes de solifluxion de type rocheux retrouvés sur l'île Ward Hunt : a) Lobes de solifluxion à centre déprimé; b) Lobes de solifluxion sans dépression centrale. Date : 20 juillet 2013.

Le lobe de solifluxion étudié est situé à 19.7 m a.s.l. sur un ancien niveau de plage constitué de sable, de gravier et d'erratiques, de même que de débris calcaires originaires du haut des pentes de Walker Hill situé à proximité (Figure 11).

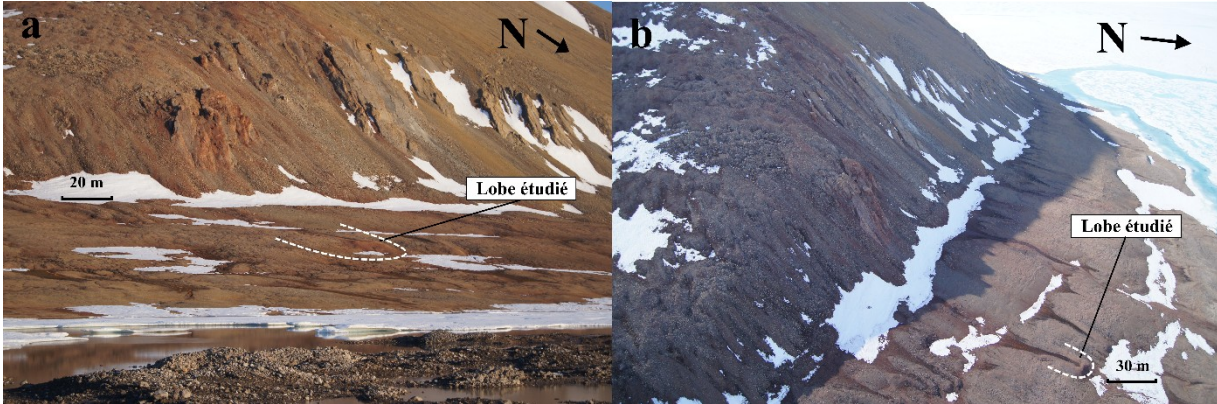


Figure 11. Lobe de solifluxion situé en marge de Walker Hill. Le lobe de solifluxion étudié (délimité à l'aide d'un trait tireté blanc) mesure 27 m de long par 13.5 m de large. a) Date : 11 août 2014; b) Date : 5 juillet 2012. (Crédit photo : Michel Paquette).

Chapitre 3. Article 1

Titre : *Syngenetic dynamic of permafrost of a polar desert solifluction lobe, Ward Hunt Island, Nunavut.*

Auteurs : Manuel Verpaelst, Daniel Fortier

Ce premier article sera prochainement soumis dans l'édition spéciale d'ADAPT qui paraîtra dans la revue Arctic Science. Il dresse un portrait approfondi de la cryostratigraphie d'un lobe de solifluxion de type rocheux sur l'île Ward Hunt, Nunavut (Canada). L'approche utilisée permet une meilleure compréhension des dynamiques d'évolution syngénétique du pergélisol en lien avec l'apport de matériel par solifluxion en bas de pente, sujet qui est par ailleurs très peu abordé dans la littérature.

La collecte de données, l'analyse de celles-ci et la rédaction de l'article ont été effectuées par Manuel Verpaelst (premier auteur). Le protocole de terrain et d'analyse a été élaboré de façon conjointe entre Manuel Verpaelst et Daniel Fortier (directeur de maîtrise). Daniel Fortier a aussi contribué à la rédaction du papier par ses connaissances approfondies du domaine, en supervisant les aspects scientifiques du manuscrit.

Référence :

Verpaelst, M., Fortier, D. Syngenetic dynamic of permafrost of a polar desert solifluction lobe, Ward Hunt Island, Nunavut. soumis, *Arctic Science*.

Syngenetic dynamic of permafrost of a polar desert solifluction lobe, Ward Hunt Island, Nunavut

Manuel Verpaelst ^{a, b}, Daniel Fortier ^{a, b}

^a *Department of geography, University of Montreal, Montreal, Qc, Canada.*

^b *Center for Northern Studies, Quebec, Quebec, Canada.*

Abstract

Repeated freeze-thaw cycles on slopes trigger sorting and solifluction mass movements, and subsequent displacement of material modifies the geomorphology of slopes as well as permafrost dynamics. This study focuses on the geomorphology and the cryostratigraphy of a polar desert stone-banked solifluction lobe with the objective to clarify the impact of slow mass movements on ground ice aggradation. The morphology of the solifluction lobe was characterized by peripheral ridges of coarse gravel partially surrounding a depression filled with finer sediments saturated with water and covered by organics. Cryostratigraphic analysis demonstrated that the solifluction lobe's formation lead to the development of a syngenetic layer of permafrost with an ice content that varied according to the location in the lobe. The ice-rich cryofacies formed in the central depression of the lobe should act as a buffer to potential active layer deepening, slowing down its thawing, whereas the ice-poor cryofacies formed under the ridges is expected to thaw faster than the central depression under climate warming scenarios. Should the ice-rich zone thaw in the future, it would lose some volume and the lobe would be modified as differential thaw subsidence occurs, along with increased drainage through the ridges and subsequent changes in downslope hydrology.

Keywords : solifluction lobe, cryostratigraphy, syngenetic permafrost, ground ice, polar desert.

3.1 Introduction

Repeated freeze-thaw cycles trigger various types of mass movements on periglacial slopes, with solifluction being the most widespread slope deforming process (Kinnard and Lewkowicz 2005; Ridefelt *et al.* 2009). Although solifluction rates are limited to a few centimeters per year, they are, in the long term, the dominant mechanism of slope modification in periglacial environments (Åkerman 1996), thereby contributing greatly to the evolution of periglacial landscapes (Matsuoka 2001). In cold permafrost regions, where active layer freezing occurs both downward and upward, solifluction is driven by frost creep (downslope movement due to freeze-thaw cycles), gelifluction (flow of unfrozen saturated soils during thawing of frozen substrate) and plug-like flow (soil sliding at the slip plane located at the boundary between the active-layer and the ice-rich permafrost) (French 2007; Harris *et al.* 2008; Mackay 1981; Matsuoka 2001). On Ward Hunt Island, these processes have created stone-banked solifluction lobes of about 0.1 to 1 m in height and 2 to 25 m in width (Section 2.2.6); sizes that are similar to those found in the literature (Matsuoka 2001).

Permafrost cryostratigraphy (e.g. shape, distribution and volume of ground ice) on slopes is affected by the accumulation of new material over the original surface of the slopes. Soil moisture is a key factor of the deformation and downslope displacement of a solifluction lobe. During the warm season, soil saturation due to the melting of ground ice and snowmelt water input from upslope snowbanks rise pore water pressure and accentuate the downslope displacement of material (Tika *et al.* 1999; Sassa *et al.* 2007). While ground deformation occurs, the accumulation of sediments characteristic of the development of solifluction lobes causes the active layer to seek thermal equilibrium with the local climate, rising the permafrost table over time. As the bottom of the active layer progressively turns into perennially frozen ground, water migration towards the upward progressing freezing front results in the formation of an ice-rich, syngenetic layer in the upper permafrost (Figure 12) (Shur 1982; Guodong 1983; French and Shur 2010). Syngenetic permafrost aggradation in eolian and fluvial deposits has been extensively studied in Siberia and North America (e.g. Shur and Jorgenson 1998; Fortier and Allard 2004; Shur *et al.* 2004; Bray *et al.* 2006; Kanevskiy *et al.* 2011; Schirrmeister *et al.* 2013 and references therein). In contrast, very few studies have addressed the cryostratigraphy and ground ice content of slope deposits (Zhigarev 1967;

Gravis 1969; Kanevskiy 2003; Abramov *et al.* 2008), and none of these have been conducted in polar desert conditions.

The objectives of this paper are 1) to characterize the geomorphology and cryostratigraphy of a typical polar desert solifluction lobe; 2) to demonstrate that solifluction lobe development and morphology impact the sub-surface hydrology of slopes, the accumulation of organic matter, and the aggradation of ground ice.

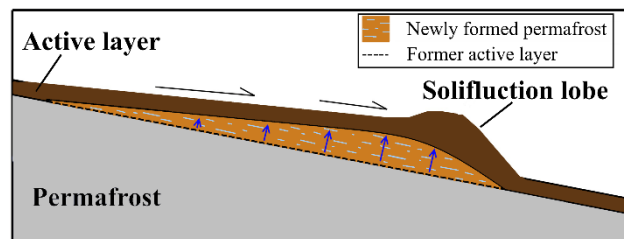


Figure 12. Simplified conceptual model of solifluction lobe displacement (black half-arrows) and syngenetic permafrost aggradation over several years. Displacement of the lobe and accumulation of material draw the permafrost table upwards (blue arrows) and cause the formation of ground ice in the newly formed permafrost (light blue).

3.2 Study site

The study site (380 m²) is located on Ward Hunt Island (WHI), Nunavut, (83°05'N, 74°10'W), 6 km north of Ellesmere Island in the Quttinirpaaq National Park (Figure 13).

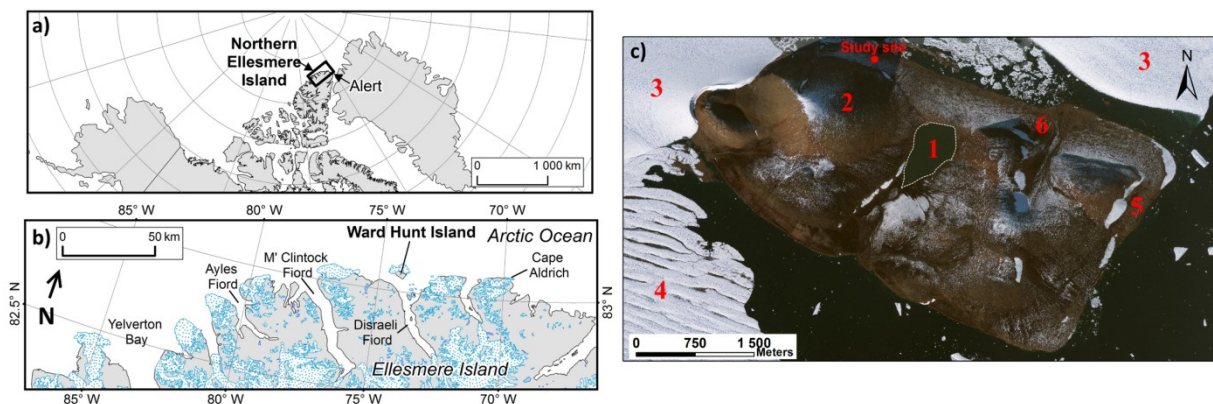


Figure 13. a-b) Localisation of Ward Hunt Island at the northern tip of Ellesmere Island (83°05'N, 74°10'W) (modified from Vincent *et al.* 2011); c) Localization of the study site on the northern shore of Ward Hunt Island. Other features are marked as: 1 – Ward Hunt Lake; 2 - Walker Hill; 3 - Ice rise; 4 - Ice shelf; 5, 6 - Solifluction lobes (Enlarged in Figure 14a, b). Note the perennial snowbanks at the base of the slopes. Geo-Eye2 image on 26 august 2011.

Air temperature records from the SILA network weather station located on the northern side of WHI at ~1 km east of the study site indicate, for the period 1995 - 2015, a mean annual air temperature of -17.9 °C, with minimum monthly averages of -33.4 °C in February and maximum of +1.5 °C in July (Centre d'études nordiques (CEN) 2016). Precipitation measured during the period 1981 - 2010 at Alert, 170 km to the east, averaged 158 mm yr⁻¹ (89 % as snowfall) (Environment Canada 2015). Between 1996 and 2014, the thawing index (TI) on WHI varied between 47.6 (1996) and 156.8 degree-days (2012), with a mean of 100 thawing degree-days, and the total freezing index varied between 5992 (2010) and 7175 (2001), with a mean of 6600 freezing degree-days (Paquette *et al.* 2015). For the period 2006 - 2012, incoming solar radiation in summer varied between 1542 MWm⁻² (2012) and 1973 MWm⁻² (2009), with a mean of 1758 MWm⁻² (Paquette *et al.* 2015).

The landscape of WHI is marked by the presence of Ward Hunt Lake nested at the bottom of a steep limestone hill (Walker Hill, 436 m above sea level (a.s.l.)) and surrounded by two lower unnamed hills (165 m and 240 m a.s.l.) of intrusive and volcanic nature. The northern, eastern and southern coasts of the island exhibit gentler slopes that are located below the Holocene marine limit (≥ 62 m a.s.l., Lemmen 1989) and which are covered by sand and gravel raised-beach deposits (England 1978). A gravelly boulder drift of local and foreign origin is otherwise present on the inner island. Cryogenic weathering on WHI has created a widespread cover of frost-shattered debris all over the hillsides, which are slowly being reworked by the downslope movement of material, forming solifluction lobes and sheets, block-streams, sorted and non-sorted stripes, cryogenic steps and bench-like features with a downslope border of rock rubble (Vincent *et al.* 2011). Stone-banked solifluction lobes in particular are widespread along the low elevation of northern WHI slopes (Figure 13c and Figure 14). They form exclusively downslope of snowbanks, which provide meltwater essential to sediment deformation and solifluction lobes movement. The morphology of solifluction lobes, which is similar throughout the island, is characterized by lateral and frontal ridges made of coarse gravel and cobbles, surrounding a longitudinal depression made of finer material where water flows at or near the surface during the snowmelt period, saturating the sediments and allowing the growth of vegetation (Figure 15). Water also flows out of the lobes through these coarse frontal ridges.

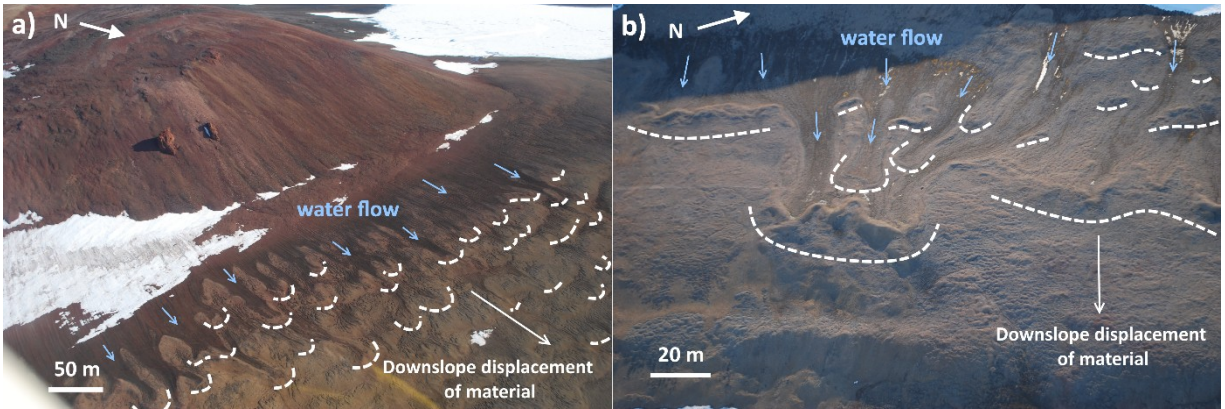


Figure 14. Stone-banked solifluction lobes on Ward Hunt Island. a) Refers to solifluction lobes marked as 6 in Figure 13; b) Refers to solifluction lobes marked as 5 in Figure 13. The dashed lines generally represent the front of the lobes. Note the snowbanks upstream of the lobes and darker moist sediments constrained by the ridges of the lobes. Date: 5 July 2011 (Photo credit: M. Paquette).

A stone-banked solifluction lobe located at the base of Walker Hill (20 m a.s.l), on the northern edge of Ward Hunt Island, was studied between 2013 and 2015. Surficial deposit included a mixture of sand and gravel beach deposits mixed with frost-shattered colluvial rock debris. The shape, size and height of the selected lobe was of similar magnitude to other lobes in the study area, although morphometric and size variability exist across the landscape.

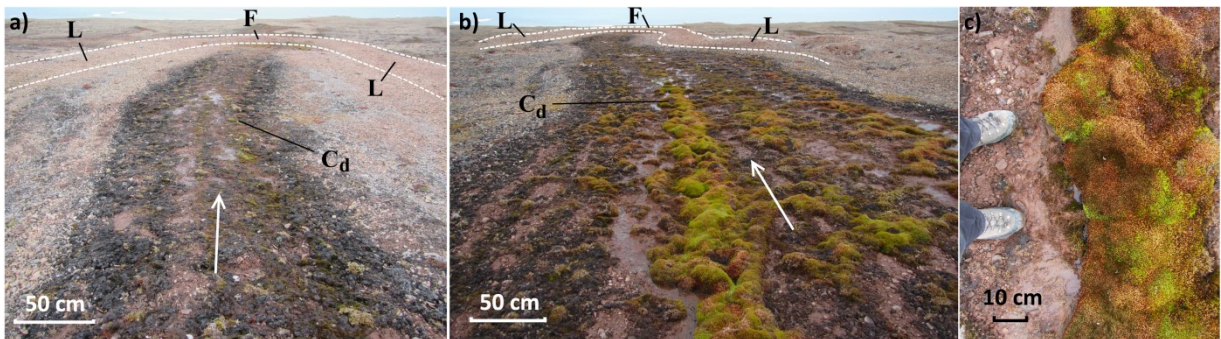


Figure 15. Central depression of solifluction lobes. a) Sediments in the central depression are bordered by coarse gravel ridges, mostly devoid of vegetation; b) Saturated fine-grained sediments in the depression create conditions favorable to vegetation growth; c) Thick accumulation of bryophytes in the depression. Note the presence of water and fine-grained sediments at the surface. Cd – Central depression; F - Frontal ridge; L - Lateral ridge. The white arrows indicate flow direction. Date: 7 August 2015. (Photo credit: Daniel Fortier).

3.3 Methodology

3.3.1 Morphology of solifluction lobe

To evaluate the morphology of the lobe, a 3D numerical model was created using a terrestrial laser scan (VX spatial station; Trimble ®) (single 3D point accuracy: 10 mm at ≤ 250 m) from six different base stations (all positioned between 2 to 5 m from the lobe) to remove shading effects. The point cloud obtained (mean resolution: 0.14 m) was represented as a surface using a triangulated irregular network (TIN) method (Figure 16a). To measure the elevation of the lobe, the VX spatial station survey was linked to a geodesic landmark recorded using a Global Navigation Satellite System (R8 GNSS; Trimble ®) (precision: x-y ± 8 mm and z ± 15 mm). Elevations obtained were corrected by the Canadian Centre for Remote Sensing and orthometric heights were used.

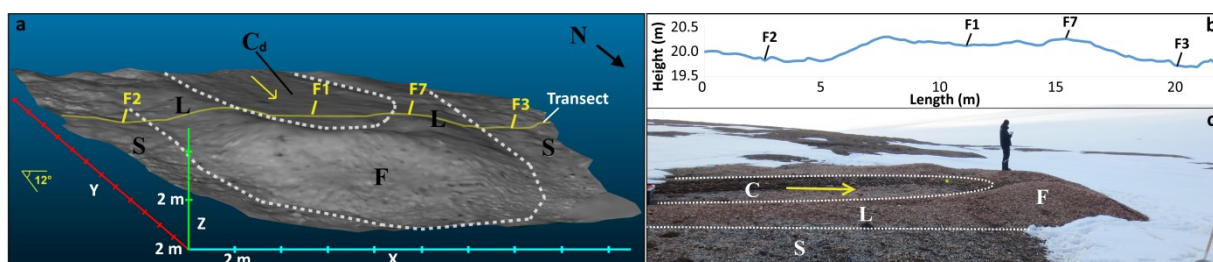


Figure 16. a) Solifluction lobe surface morphology reconstructed by TIN with the location of the four boreholes: F1 - Central depression, F7 - Lateral ridge, F2 and F3 - Slope outside of the lobe; b) Transverse profile of the lobe with the location of the boreholes; c) Side view of the lobe with lateral and frontal ridges made of coarser material and of a partially vegetated central depression containing a mixture of silt, gravel and sand. The yellow arrows indicate flow direction. The morphology of the lobe is annotated with: C_d - Central depression; F - Frontal ridge; L - Lateral ridge; S - Slope.

3.3.2 Solifluction lobe cryostratigraphy and soil properties

We used a cryostratigraphic approach (French 1998, 2007; French and Shur 2010) to explain the dynamics of permafrost ground ice aggradation and degradation in a solifluction context. To characterize the cryostratigraphy of the lobe, permafrost coring was performed using an earth auger (BT360; Stihl ®) equipped with a 10.8 cm diamond carbide core barrel. Four boreholes were drilled: in the central depression of the lobe (borehole F1), on a lateral ridge (borehole F7) and on the slope adjacent to the lobe (boreholes F2 and F3) (Figure 16a, b).

Each core had the drilling mud removed and was kept frozen during transport. The thaw depths were measured with a steel probe at each meter along a transect connecting the boreholes (Figure 16a, b). A trench was dug in the front of the lobe, the stratigraphy was characterized and the sediment was sampled.

Micro-computed tomography, a non-destructive imaging technique, was used to image the ice and sediment components of the permafrost. The cores were scanned using a tomodesitometer (SOMATOM Definition AS+128; Siemens ®) with a vertical resolution of 0.4 mm. Voxel (3D pixels) values obtained vary according to the density of the scanned material; denser materials (rock and sediments) appear in white and pale grey, while lower density material, such as ice and air appear in grey and black. The Cryostructures of the permafrost cores extracted from the geomorphological subunits were described (geometry and distribution of the ice in the sediment matrix) and grouped into cryofacies having distinct volumetric ice content and ice patterns (Shur and Jorgenson 1998; French and Shur 2010).

The volumetric ice content (VIC) of the permafrost was not derived from tomodesitometry due to significant underestimation errors associated with the technique's resolution which is generally coarser than the porosity of the material (Lapalme *et al.* submitted). The VIC of the cores was thus determined with a liquid displacement method (immersion of vacuum-sealed samples in water) and calculated using:

$$VIC (\%) = \frac{V_i}{V_t} \quad [1]$$

where V_t is the total volume of the frozen sample (cm^3) and V_i is the volume of ice (cm^3) estimated from weight loss after drying, using the theoretical density of ice (0.9175 g cm^{-3}). Cores were weighted, dried and weighted again to provide gravimetric ice content (GIC) (ASTM-D2216 2010) for comparison with other studies not using VIC. The grain size distribution of the sediments was measured based on sieve and hydrometer (on samples $> 5\%$ of fines ($< 0.063 \text{ mm}$)) analyses using semi-logarithmic intervals and was classified using the Udden - Wentworth scale (Gravel and cobbles $\geq 2 \text{ mm}$; Sand from 2 mm to 0.063 mm ; Silt and clay ($\leq 0.063 \text{ mm}$). The texture of sampled sediment was presented with a ternary diagram created using Gradistats (Blott and Pye 2001).

The saturated hydraulic conductivities (K_s) ($m\ s^{-1}$) of the active layer sediments (central depression, ridge and slope) were measured in laboratory using a saturated hydraulic conductivity device (KSAT; UMS ®) (accuracy of the pressure sensor: 1 Pa). For soils with high hydraulic conductivity material, constant head tests were performed based on the Darcy equation (Darcy 1856):

$$K_s = \frac{\Delta V * L}{\Delta t * A_{sample} * H} \quad [2]$$

where L is the length of the sample (m), V is the percolated volume of water (m^3), H is the height of the water column (m) above the surface of a sample, A_{sample} is the area of the sample (m^2) and t is the time (s). For soils with low hydraulic conductivity material, falling head tests were performed using:

$$K_s = \frac{A_{bur} * L}{A_{sample} * \Delta t_{i \rightarrow i+1}} * \ln \left(\frac{H_{t_i}}{H_{t_{i+1}}} \right) \quad [3]$$

where A_{bur} is the area of the burette (m^2), $\Delta t_{i \rightarrow i+1}$ is the difference of two reading times t_i and t_{i+1} (s), H_{t_i} is the pressure head difference at time t_i (cm) and $H_{t_{i+1}}$ is the pressure head difference at time t_{i+1} (cm).

3.4 Results

3.4.1 Slope and solifluction lobe morphology

Measurements and observations of the solifluction lobe allowed us to evaluate the implication of the lobe's morphology on organic matter accumulation and sub-surface hydrology.

The studied solifluction lobe was located at an elevation of 19.7 m a.s.l. on a north facing 12° slope. The lobe was 27 m long and 13.5 m wide and was delimited by a frontal ridge up to 11.7 m wide and 1.2 m high. On the sides of the lobe, lateral ridges, up to 4 m wide and 0.5 m high, confined a longitudinal central depression. This depression was 15 m long, 6 m wide and 0.2 m deep (in comparison with the lateral ridges). Compared to the slope surface, which was mostly made of washed-out gravelly beach deposits and coarse frost shattered debris, the ridges material essentially consisted of reworked and sorted coarse gravel (Figure 16c, see

Figure 18a for material texture and Figure 18b for grain size). The cryofacies, cryostructures, moisture content, grain size and bubble descriptions of the permafrost cores are presented in Table 3. In the central longitudinal depression, finer reworked silty sand sediments, transported from upslope, were deposited and mixed with gravel. Melt water originating from uphill snowbanks flowed at or near the surface in the central depression, saturating the sediments. These moist conditions favoured the growth of mosses, black biological crusts, bacterial mats and a few plants, which strongly contrasted with the rest of the slope where only very sparse vegetation grew (Figure 15). This water then partially flowed out of the lobe through the ridges, which were in turn almost entirely devoid of organic matter. A washed-out gravel conduit acting as a subsurface preferential flow path was observed in the frontal ridge (Figure 17).

Geomorphological subunits	Location - Borehole	Depth (cm)	Primary cryostructure	Secondary cryostructure	GIC (%)	VIC (%)	Fine (%)	Sand (%)	Gr. Co. (%)	Material	Bubbles
Active layer	R - F7	39 - 60	Pv	-	13	24	1	12	87	Sandy gravel	
		74 - 87	Pi	Cr (b-t)	13	25	10	39	51	Silty sandy gravel	
	S - F2	27 - 35	Pi, Pv, Sps	Cr (b-t)	30	43	9	21	70	Sandy gravel	
		16 - 28	Pv	-	-	-	-	-	-	-	-
	S - F3	44 - 55	Pi	Cr (b-t), Le	16	27 - 31	9	41	50	Sandy gravel	
C _d - F1	23 - 37	Pi	Iv	20	35	27	44	30	Silty gravelly sand		
	55 - 62	Pi	Cr (b-t), Le	27	42	11	35	53	Silty sandy gravel		
Central depression	C _d - F1	62 - 67	Le, La, Cr (t)		27	42	11	35	53	Silty sandy gravel	El (u) (≤ 2 -3mm)
		67 - 111	Le, La, Cr (t)	-	41 - 47	54 - 59	14	31	55	Silty sandy gravel	El (u) (≤ 20 mm)
		111 - 129	Le, La, Cr (t)		25	40	10	17	73	Silty sandy gravel	-
Ridge	R - F7	87 - 98	Pi	Cr (t), Le	10	22	12	36	51	Silty sandy gravel	
		98 - 106	Pi	Cr (t), Le	10	20	7	28	64	Sandy gravel	
		129 - 140	Pi	Cr (t), Le	12	23	10	18	72	Silty sandy gravel	-
	C _d - F1	147 - 153	Pi		13	26	8	43	49	Sandy gravel	
		153 - 156	Pv	-	13	26	8	43	49	Sandy gravel	
Slope	S - F2	51 - 83	Sp		-	-	-	-	-	Silty sandy gravel	Rd (<1mm), El (u) (≤ 1 mm - 10mm)
		55 - 61	Sp		86	66	7	40	53	Sandy gravel	Rd (<1mm), El (u) (≤ 1 mm - 20mm)
		61 - 80	Sp		71 - 100	64 - 67	10	60	30	Gravelly sand	Rd (<1mm), El (u) (≤ 1 mm - 20mm)
	S - F3	80 - 122	Sp		40 - 81	48 - 66	7	37	56	Sandy gravel	Rd (<1mm), El (u) (≤ 1 mm - 20mm)
		122 - 133	Sp	-	117 - 235	72 - 83	3	22	75	Sandy gravel	Rd (<1mm), D (≤ 1 mm)
		133 - 138	Sp		518	91	5	50	44	Gravelly sand	Rd (<1mm), D (≤ 1 mm)
	R - F7	138 - 143	Sp		2682	93	-	-	-	-	Rd (<1mm), D (≤ 1 mm)
		158 - 170	Sp		47	52	5	33	62	Sandy gravel	Rd (<1mm), El (u) (≤ 1 mm)
		170 - 177	Sp		261	86	17	47	36	Silty gravelly sand	Rd (<1mm)
Ice wedge	S - F2	35 - 83	vertical foliations	-	-	-	-	-	-	Ice	Rd (≤ 2 mm), T(50mm)

Table 3. Geomorphological subunits, cryostructures, ice contents, grain size and bubble descriptions of the permafrost cores. Locations: S - Slope outside of the lobe; R - Peripheral ridge; C_d - Central depression of the lobe. Cryostructures: Pi - Porous invisible; Pv - Porous visible; Cr - Crustal; (b) - preferentially observed at the bottom of gravels; (t) - Preferentially observed on top of gravels; Sp - Suspended; Sps - Suspended sediment-rich; Iv - Ice wedge; Le - Lenticular; La - Layered; Iv - Ice vein. Bubbles: Rd - Round; El - Elongated; T - Vertical train of bubbles; D - Hexagonal flat disk at the junction of crystals; (u) - Stretched upward. Note Gr. Co. refer to gravel and cobbles.



Figure 17. Gravel conduit (15 cm diameter, fines were washed out) in the frontal ridge of the lobe acting as a preferential subsurface flow path.

3.4.2 Soil composition, active layer depth and hydraulic conductivity

Analysis of the solifluction lobe material indicates a correlation between the soil composition and the lobe's morphology. Consequently, subsurface hydrology and permafrost aggradation are function of the lobe morphology. Figure 18 shows the textural group of the material for the different sections of the lobe. The sediment of the central depression (borehole F1) was mainly composed of muddy-sandy gravel, while the material of the slope (boreholes F2 and F3) and of the peripheral ridge (borehole F7) was mostly gravel. Gravelly sediments were found at the surface of the slope in boreholes F2 (at depth of 0 - 27 cm), F3 (at depth of 0 - 10 cm) and at the surface of the lateral ridge in borehole F7 (at depth of 0 - 60 cm). Muddy sandy gravel sediments were found at depth in all boreholes.

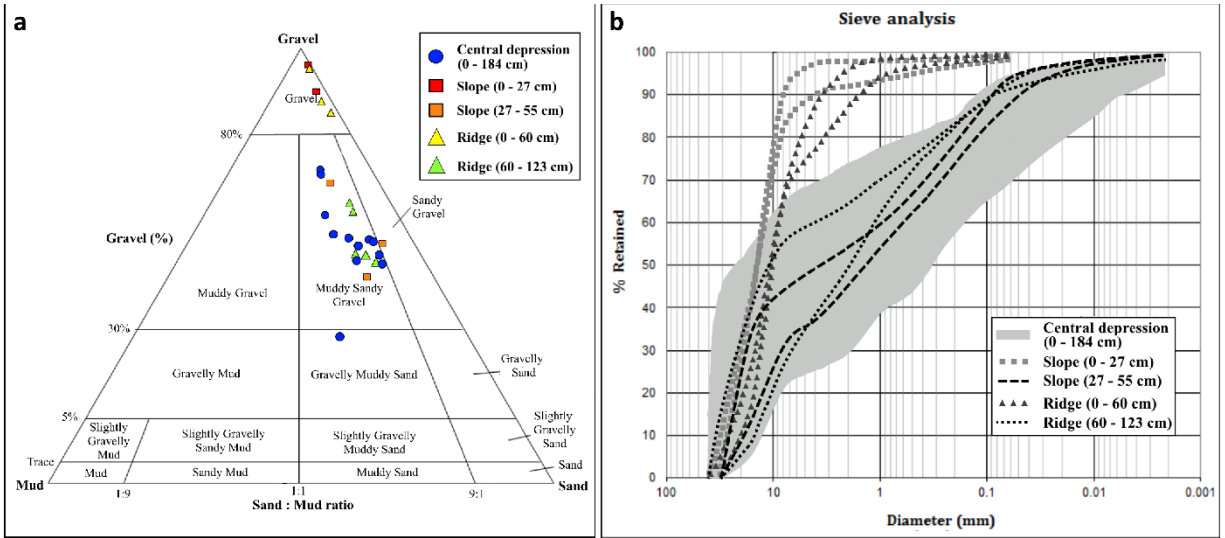


Figure 18. a) Textural ternary diagram of the central depression, of the peripheral ridges and of the slope; b) Results from grain size analysis of samples from the central depression and of selected samples of the peripheral ridges and of the slope.

The thaw depths measured on the slope on June 18 2013 varied from 0 cm where there was still snow on the ground, to 23 cm on bare soil. On the lobe itself, maximum thaw depths were twice as deep in the peripheral ridges (31 cm) than in the central depression (14 cm). On the same date, the thermal regime of a sandy-gravel beach deposit, provided by a thermistor string connected to a weather station (CEN 2016), indicated an interpolated thaw depth of 20.5 cm. Table 4 presents the maximum thaw depth at the weather station between 2006 and 2014, along with the maximum active layer thicknesses estimated in 2013 by identifying thaw unconformities from the cryostratigraphy of the different sections of the lobe. The active layer thickness at the weather station site varied from 65 cm in 2006 to 106 cm in 2011, whereas at the study site they ranged from 33 cm on the slope to 87 cm on the ridges.

The saturated hydraulic conductivity (K_s) of the active layer measured in the central depression, in the peripheral ridge and in the slope are presented in Figure 19. Results show high values for the gravel material on the surface of the slope and ridges (from $5.5 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ to $7.1 \times 10^{-1} \text{ m s}^{-1}$), whereas low values were recorded in the muddy-sandy gravel material of the ridges at depth and in the central depression (from $6.3 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$ to $1.8 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$). Through the frontal ridge, K_s of the washed-out gravel conduit was considered to be at least $1 \times 10^{-2} \text{ m s}^{-1}$. Considering that the horizontal distance between the gravel conduit and the

slope was about 12 m and that the elevation difference was about 3.8 m, the residence time of water in the ridge was estimated to be less than 30 minutes.

Active layer thickness													
Location SILA weather station									Location - borehole				
									S - F2	S - F3	C _d - F1	R - F7	
Date of maximum thaw depth									Year				
2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	Maximum thaw depth estimated in 2013				
Jul.28	Aug. 12	Aug.3	Aug.9	Jul.14	Aug.8	Aug.6	Aug.5	Aug.6	Depth (cm)				
65	70	82	86	83	106	77	76	72	35	55	62	87	

Table 4. The active layer thickness in sandy gravel for the period 2006 - 2014, interpolated from the thermal regime of a thermistor string connected to the SILA network weather station (CEN 2016). The 2013 active layer thickness of the slope outside of the lobe (S), of the peripheral ridges (R) and of the central depression of the lobe (C_d) were estimated.

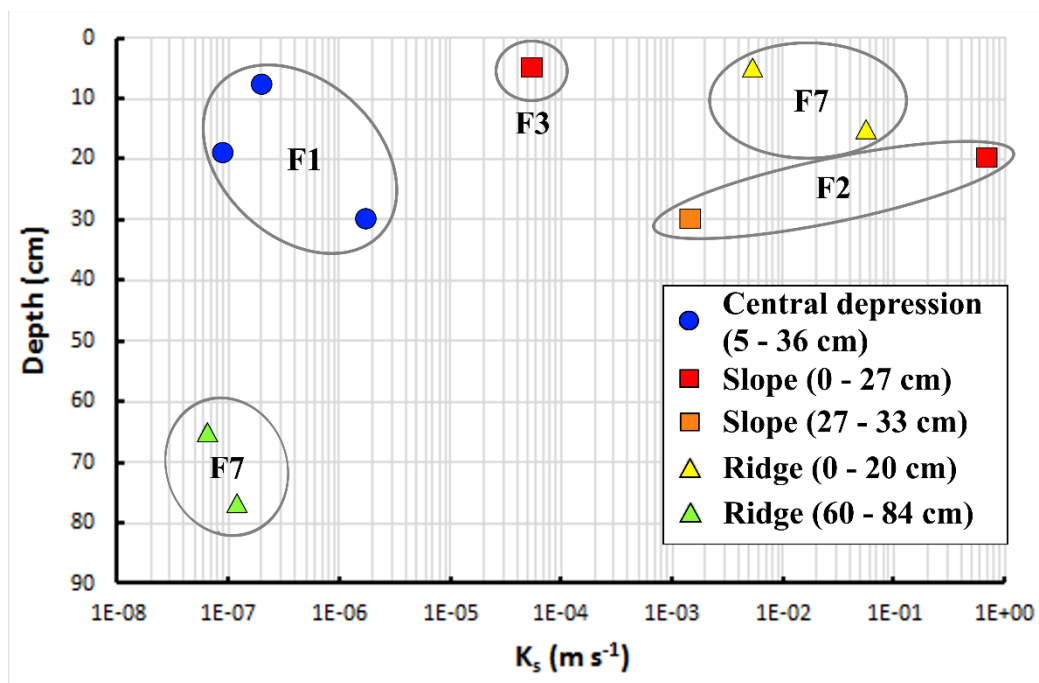


Figure 19. Hydraulic conductivities (K_s) of soils of the slope (boreholes F2, F3), of the central depression (borehole F1) and of the peripheral ridge (borehole F7) of the lobe according to depth. Note the difference between the ridge material values at surface (0 - 20 cm) and at depth (60 - 84 cm).

3.4.3 Cryostratigraphy

The drilling logs presented in Figure 20 show the cryostratigraphy of the slopes (F2, F3) adjacent to the lobe, of the lobe's central depression (F1) and of a ridge (F7). Cryostratigraphic reconstructions indicated a clear distinction between the cryofacies of the different sections of the lobe (morphology), with the presence of ice-rich (central depression), ice-poor (ridges) and massive ice (slope) profiles.

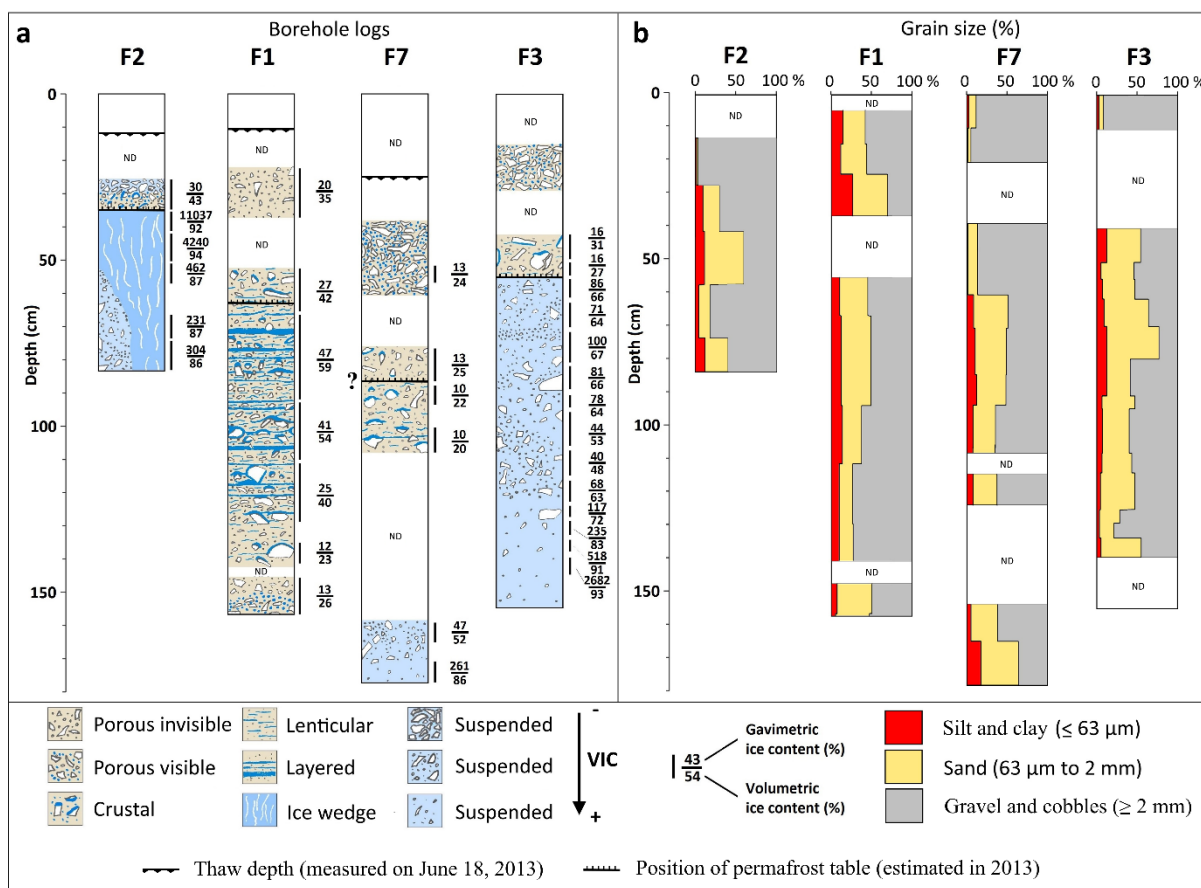


Figure 20. a) Cryostratigraphy of soils in boreholes F1, F2, F3 and F7. Locations of the boreholes are pictured in Figure 16. Note that suspended cryostructure representations vary with the VIC; b) Grain size distribution for each borehole was classified according to Udden - Wentworth scale.

3.4.3.1 Cryostratigraphy of the slope outside of the lobe

The permafrost of the slope outside of the solifluction lobe (boreholes F2, F3) comprised an ice-rich sediment which debris content decreased with depth. In borehole F3 (55 - 122 cm), the cryofacies had a VIC between 48 and 67 % (Figure 21c, f). At this depth interval, several

small rounded air bubbles (< 1 mm) along with vertical elongated bubbles (≤ 1 mm) and one set of vertical longer elongated bubbles (20 mm long) were observed in the ice, together with stretched fine-grained sediments. At depth greater than 122 cm, the VIC increased to values between 72 and 93 % (Figure 21d) and the ice had small rounded bubbles (< 1 mm), hexagonal flat disks at the junction of crystals, and gravel inclusions. This represents the general cryofacies of the slope at depth and this type of ice meets the definition of massive ice (van Everdingen 1988).

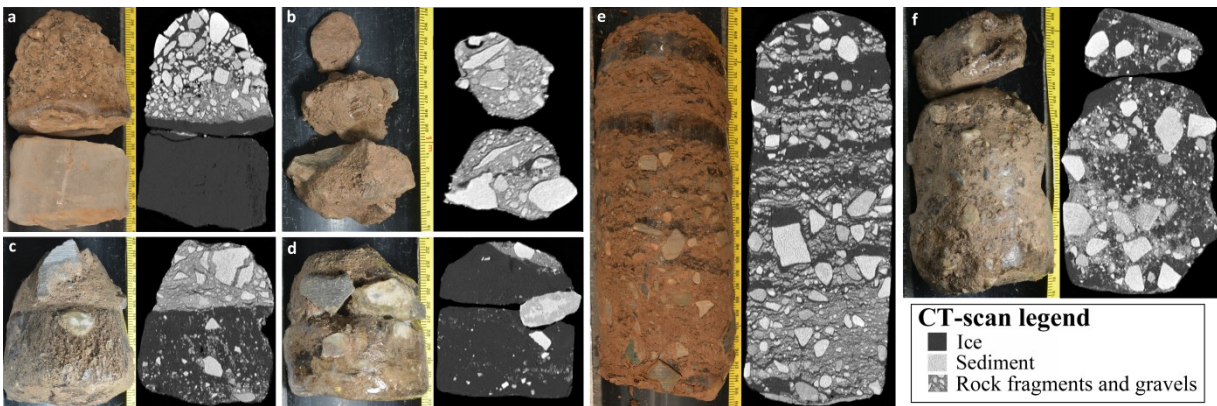


Figure 21. Core photographs (left) and tomodesitometric images (right) of the cryofacies : a) Ice wedge topped with a thaw unconformity (borehole F2, depth 27 - 41 cm); b) Ice-poor cryofacies of the ridge (borehole F7, depth 98 - 106 cm); c) Cryofacies of the slope topped with a thaw unconformity (borehole F3, depth 50 - 61 cm); d) Cryofacies of the slope (borehole F3, depth 122 - 132.5 cm); e) Cryofacies of the central depression (borehole F1, depth 66.5 - 93.5 cm); f) Cryofacies of the slope (borehole F3, depth 90 - 107 cm). The pictures and scans of all cores are presented according to their boreholes in Appendix 1.

In F2, at depths of 35 - 83 cm, an ice wedge with vertical foliations and a vertical train of bubbles (5 cm long) was observed (Figure 21a). Its presence in the slope could be inferred by a narrow longitudinal depression with frost cracks, parallel to the lobe. The maximum vertical extent and width of the ice wedge are unknown but presumably extends 2 to 4 m below the base of the active layer in the massive ice of the slope. At depths of 51 - 83 cm, suspended cryostructures similar to those in borehole F3 (55 - 122 cm depth) were observed on a third of the core, forming the lateral boundary between the ice wedge and host sediments.

3.4.3.2 Cryostratigraphy of the central depression of the solifluction lobe

The cryostratigraphy of the central depression of the lobe (borehole F1) and of the slope differed one from the other. The permafrost of the depression exhibited a succession of ice-

rich cryofacies underlain by ice-poor cryofacies. The assemblage of layered, lenticular and crustal cryostructures observed at depths of 62 to 129 cm (Figure 21e) formed the cryofacies of the central depression. The ice coatings forming crustal cryostructures were mostly found on the upper surface of gravels (Appendix 1). The ice of thicker horizontal ice lenses (up to 3 cm thick) contained elongated vertically oriented air bubbles (Appendix 1). The VIC of this ice-rich cryofacies ranged from 40 to 59 %. Deeper, between 129 - 156 cm, the VIC decreased to 23 to 26 % forming an ice-poor gravelly cryofacies similar to the cryofacies of the ridge.

3.4.3.3 Cryostratigraphy of the peripheral ridge of the solifluction lobe

The ridges (borehole F7) exhibited mostly low ice content permafrost. The assemblage of porous invisible cryostructures observed at depths of 74 - 106 cm, with a VIC varying between 20 and 25 %, formed the ice-poor gravelly cryofacies of the ridge. Between 74 and 87 cm, ice crusts had no preferential position on gravel inclusions. At depths of 87 - 106 cm, crustal (preferentially observed on the upper surface of the gravels) and sparse lenticular cryostructures were observed (Figure 21b; Appendix 1), which made this cryofacies much alike the cryofacies observed near the base of the borehole in the central depression (borehole F1, 129 - 140 cm depth). Between 158 and 170 cm, a cryofacies with a VIC of 52 % and suspended cryostructures, similar to the ones observed in the slope (borehole F2, 51 - 83 cm depth; borehole F3, 55 - 122 cm depth), was underlain at 170 - 177 cm by massive ice (VIC 86 %) similar to the one observed in the slope at depth (borehole F3, 122 - 154 cm).

3.5 Discussion

3.5.1 Slope morphology, solifluction lobe development and syngenetic permafrost aggradation

The slope, the central depression and the peripheral ridges of the lobe had contrasting ice-rich and ice-poor cryofacies, each possessing predominant cryostructures and different grain size and ice contents. As mass movements occurred in a host material dominantly made of coarse sediments, slow accumulation of new material on the slope surface led to the syngenetic development of permafrost and to the aggradation of ground ice over the pre-existing slope surface. The movement of material, saturated by the inflow of meltwater from upstream

snowbanks, occurred simultaneously to numerous near-surface freeze-thaw cycles causing vertical and lateral sorting which re-shaped the morphology of the slope. In the frost-sorting process, coarser material was brought on the peripheral sections to form the frontal and longitudinal ridges of coarse gravel partially surrounding the central depression of the lobe; similar processes were described by Harris (1987) and Harrison and Macklin (1991). The morphology of the lobe is reflected in two contrasting cryofacies:

1) Syngenetic ice-rich cryofacies developed in the central depression of the lobe, as shown by the rhythmicity of layered and lenticular cryostructures typical of syngenetic permafrost aggradation (Shur *et al.* 2004). The distinct ice layers (“ice belts”) observed in borehole F1 reflects former positions of the permafrost table at different stages of permafrost aggradation (Fortier *et al.* 2008; Kanevskiy *et al.* 2008, 2011). The occurrence of ice crusts preferentially located on the upper surface of gravels (Figure 21e) and of vertically elongated air bubbles stretched upward are indicators of a freezing front progressing from the bottom upwards, which suits the common process of syngenetic permafrost aggradation. Finer frost-susceptible material (silt and sand) transported by snowmelt water from upslope was trapped in the saturated central depression of the lobe and promoted ice segregation as the permafrost aggraded upward, which explains the distinct ice-rich cryostructures. Moreover, the growth and accumulation of mosses and plants at the soil’s surface contribute to develop an *intermediate layer* creating a near-surface thermal offset, a decrease of active layer depth and the aggradation of near surface ground ice (Shur 1988; Shur *et al.* 2011; French and Shur 2010). Interestingly, this means that over the years, a portion of snowmelt water derived from upstream snowbank was re-frozen and incorporated into newly formed permafrost, thereby increasing the ice content of slopes on the long term.

2) Syngenetic ice-poor cryofacies developed in the ridges of the lobe, as shown by ice crusts preferentially located on the upper surface of gravels. The high hydraulic conductivity of the gravel on the upper part of the ridges and the preferential subsurface flow path feature observed in the frontal ridge (Figure 17), favoured quick drainage of the soil. This kept a low moisture content in the ridges prior to freeze-back, as shown by the dominance of pore ice cryostructures in ice-poor permafrost. Infiltration of finer sediments in the gravel deeper in the ridges significantly lowered the hydraulic conductivity of the material. By redistributing water

from the central depression, the ridges, with washed-out gravel conduits, promote a rapid subsurface flow towards water tracks networks located downslope, thus increasing the hydrological connectivity of the slope.

The cryostratigraphic model of the solifluction lobe is shown in Figure 22. The succession of cryofacies with increasing VIC and grading into massive ice at depth observed in boreholes F2, F3 and F7, are assumed to be of the same origin in all boreholes and are interpreted as being the predominant cryofacies of the slope. The ice-rich cryofacies observed in borehole F1 at depths of 62 - 129 cm is characteristic of the central depression of the lobe and was surrounded by the ice-poor cryofacies found under the peripheral ridges. At depths of 129 - 140 cm (borehole F1), the ice-poor cryofacies also found under the ridges is interpreted as an indicator of the slope being overridden by the gravelly front of the lobe. As the frontal portion of the lobe moved over the slope, the central depression stretched downslope and finer saturated material buried coarser material left behind by the advancing frontal ridge.

We used the area (m^2) occupied by both ice-rich and ice-poor cryofacies (the central depression and the ridge) under the lobe and their weighted mean VIC to estimate the volume of ground ice (void ratio of frozen soil). It was estimated that the void ratio of frozen soil (ice: dry sediment) formed from the ice-rich cryofacies of the central depression was 1.08, whereas it was of 0.30 for the ice-poor cryofacies of the ridges. Per cubic meter, the permafrost created under the central depression therefore contained more than three times the amount of ice than the permafrost under the ridges.

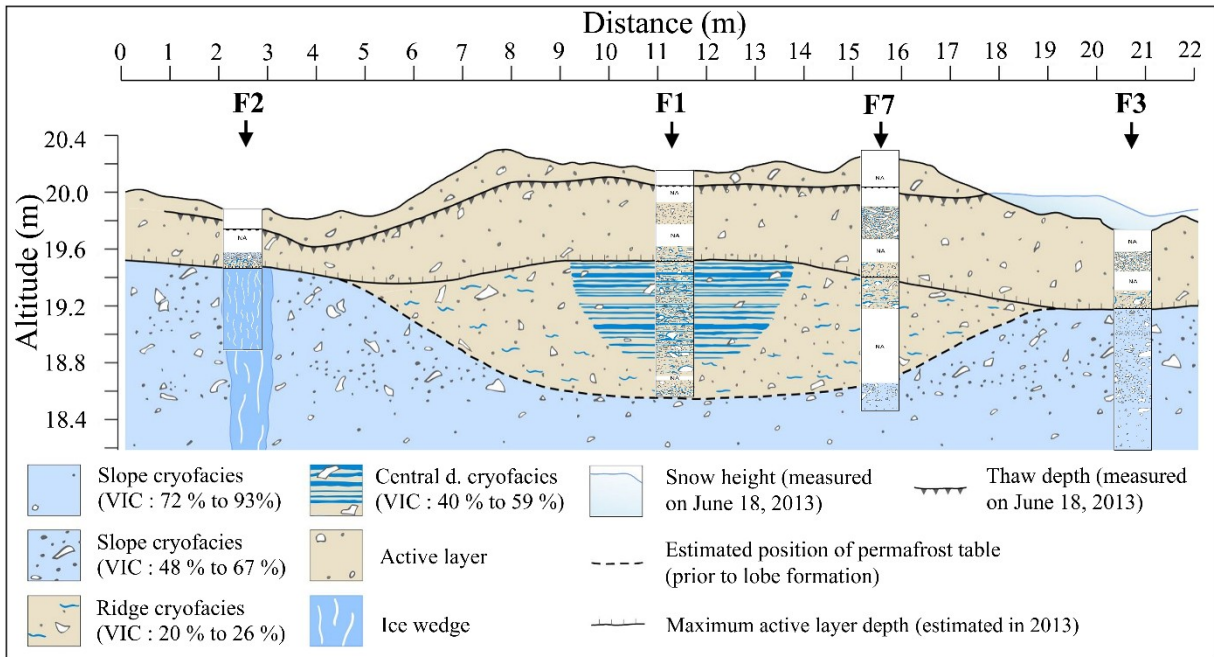


Figure 22. Cryostratigraphic profile of the stone-banked solifluction lobe using a cryofacies approach. Vertical exaggeration is 3 : 1. The very ice-rich profiles (massive ice) of the slope are assumed to be the predominant cryofacies all over the site. The central depression (Central d. in the legend) of the lobe permitted the formation of ice-rich syngenetic permafrost, constrained laterally and at depth by an ice-poor syngenetic permafrost formed under the ridges.

3.5.2 Syngenetic ice aggradation in solifluction lobe depression and the thermal resistance of permafrost

The period spanning 2008 to 2012 showed a succession of warm years on WHI (Paquette *et al.* 2015). The summer 2011 saw an active layer deepening of + 23 cm (106 cm depth) compared to 2010 (Table 4), which was caused by a high TI and a particularly high amount of incoming solar radiation to the soil surface (1862 MWm⁻²) (Paquette *et al.* 2015). The subsequent summer (2012) was marked by a particularly low amount of incoming solar radiation (1542 MWm⁻²) (Paquette *et al.* 2015), resulting in the thinning of the active layer by - 29 cm (77 cm depth).

The active layer deepening of 2011 was detected on the slopes adjacent to the solifluction lobe by the presence of thaw unconformities at depths of 35 and 55 cm (Figure 21a, c). In the central depression of the lobe, the 2011 thaw-unconformity was estimated at 62 cm depth, which corresponds to the boundary between ice-poor sediments (mainly with porous invisible

cryostructures) and ice-rich sediments (with layered, lenticular and crustal cryostructures). The shallower depths of thaw-unconformities on slopes and under the central depression, in comparison to the maximum 2011 depth of thaw at the SILA meteorological station, is likely explained by the ice-rich nature of the upper portion of the permafrost (e.g. ice wedge in F2), which required larger heat input to overcome the latent heat of fusion of ice to thaw the permafrost. The conditions during the summer 2011 led to active layer deepening, partial drainage of the excess water through the ridges and thus to the development of an ice-poor facies after freeze-back of the active layer.

In the peripheral ridges, the lower ice content of the material was caused by the effective drainage of ground water (short residence time) through porous coarse gravels with high hydraulic conductivity, prior to upward freezing and progressive permafrost aggradation. The thinner snow cover over the wind-swept ridges and its rapid melting in spring, along with the absence of vegetation permitting direct influence of solar radiation and the low ice content of the ground material caused a deeper thaw depth in the ridges than in the other subunits. This is supported by the thaw depths measured on June 18, 2013 (Figure 22), which were deeper under the ridges (31 cm) than at the SILA meteorological station (20.5 cm) and everywhere else on the transect (slope - 23 cm; central depression - 14 cm). Based on this and on the comparison with the maximum active layer depth at the SILA meteorological station, the 2012 maximum thaw depth on the peripheral ridge (borehole F7) was estimated to be around 87 cm. It was also assumed that the 2011 thaw depth under the ridges had been deeper due to the low ice content (smaller latent heat effect) of the permafrost, although no cryostratigraphic markers for the year 2011 were observed to confirm this assumption.

The higher volumetric ice content in the central depression of the lobe, which increases the latent heat effect, acted as a thermal buffer reducing active layer deepening. The low ice content of the ridges permitted a larger deepening of the active layer. Considering the heat of fusion of ice (334 kJ kg^{-1}), the ice density (917.5 kg m^{-3}), the ice temperature ($0 \text{ }^{\circ}\text{C}$) and the mean VIC of the different sections of the lobe (central depression: 52 % - ridge: 23 %), the energy (E) required to melt the ice in a cubic meter of permafrost would be 1.7 times higher under the central depression ($159\,351.4 \text{ kJ}$) than under the ridges ($91\,933.5 \text{ kJ}$). The cryostratigraphy therefore indicates that warm summers, and particularly those with high

incoming solar radiation, have a greater effect on the increase of active layer depths in the ice-poor ridges than in the central longitudinal depression and in the adjacent slopes. Under future scenarios of climate change and generalized active layer deepening in the high Arctic, the thawing of ice-rich zones under the central depressions should translate into a differential (larger) thaw subsidence in comparison to the ridges and in an increased drainage of meltwater through the ridges downslope. As an analog of the potential resulting microtopography, we present a polar-desert solifluction lobe observed near Resolute Bay, on Cornwallis Island, Nunavut (Figure 23). This lobe showed a subsided central depression with dried-out vegetation and tension cracks in the lateral ridges.

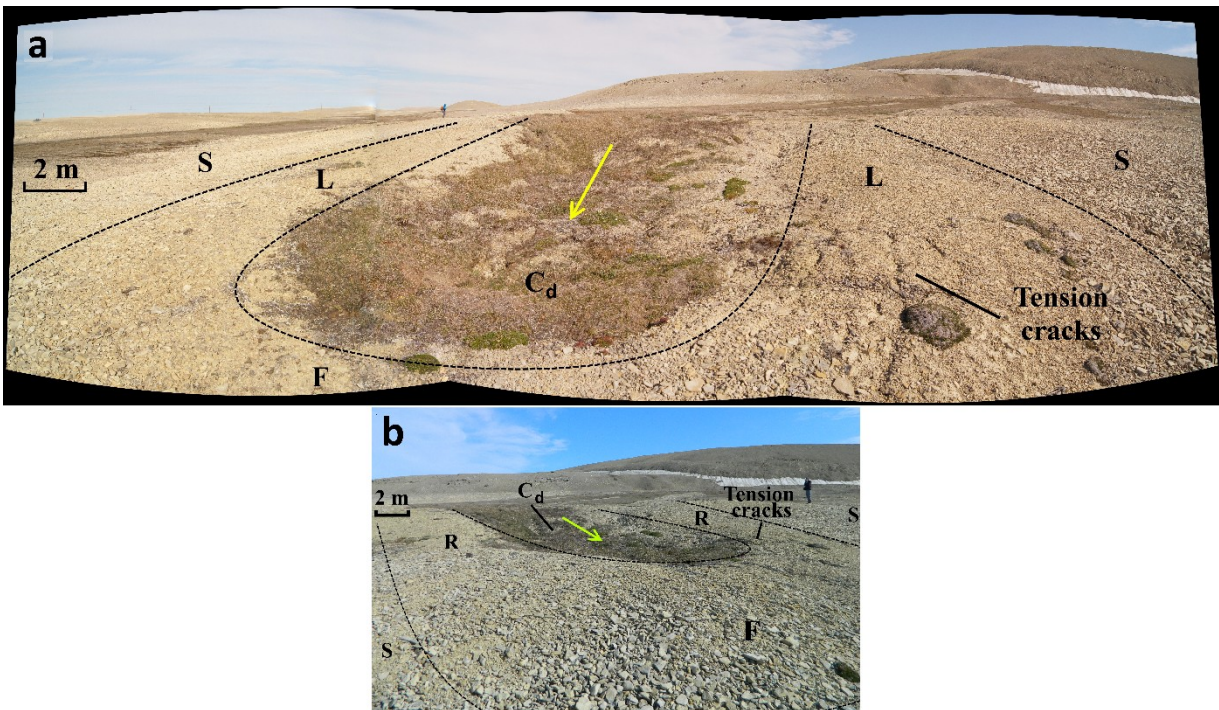


Figure 23. Solifluction lobe affected by thermokarst in Resolute Bay, Nunavut, Canada. Note the subsided central depression and the tension cracks in the lateral ridges. The yellow arrows indicate flow direction. The morphology of the lobe is annotated with: C_d - Central depression; F - Frontal ridge; L - Lateral ridge; S - Slope. Date: 22 July 2015 (Photo credit: (a) Michel Paquette, (b) Gautier Davesne). Note the person scale, upper-left of the picture a, and upper-right in b.

3.6 Conclusion

Our study of the cryostratigraphy of a stone-banked solifluction lobe on WHI revealed that the evolution of permafrost was greatly affected by slowly flowing and aggrading material on an ice-rich slope. This process, driven by the incoming water from snowbanks upstream saturating and sorting the sediment, formed a solifluction lobe. The movement of the lobe caused the syngenetic aggradation of permafrost, which cryostructures, cryofacies and ice content varied according to the morphology of the lobe with ice-poor zones under the peripheral ridges and ice-rich zones under the central depression of the lobe.

The ridges with their surficial coarse sediments of high hydraulic conductivity effectively drained subsurface water out of the lobe to create an ice-poor cryofacies with a void ratio of frozen soil of 0.30. The saturated gravelly silty sand covered by mosses and plants in the central depression of the lobe, created a shallower active layer and the formation of an ice-rich cryofacies with a void ratio of frozen soil of 1.08. We estimated, with the mean VIC of both cryofacies, that the energy required to melt the ice formed in the ice-rich zone of the central depression would be 1.7 times higher than in the ice-poor zones of the peripheral ridges.

In the context of climate change and active layer deepening, permafrost warming will be temporary buffered by the high ice content of the ice-rich zone formed in the central depression, while the thawing of ice-poor gravel of the ridges is expected to be faster. However, if thawing of the ice-rich zone of the central depression occurs, the volume loss will cause differential thaw subsidence, which will reinforce downslope drainage through the ridges toward water tracks networks present downstream.

Acknowledgements

We wish to thank the team of Prof. W.F. Vincent (U. Laval) and the staff of the Quttinirpaaq National Park for logistical support and access to Ward Hunt Island facilities. This project was funded by ArcticNet, the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC), the Polar Continental Shelf Program (PCSP) of Natural Resources Canada, the Northern Scientific Training Program (NSTP) of the Canadian Polar Commission, the NSERC Discovery Frontiers grant ‘Arctic Development and Adaptation to Permafrost in Transition’ (ADAPT). We are also grateful to M. Paquette, D. Sarrazin, K. Larrivée and M. Girard for their help.

Chapitre 4. Article 2

Titre : *Sea ice buried in polar desert permafrost, Ward Hunt Island, Canadian High Arctic.*

Auteurs : Manuel Verpaelst, Daniel Fortier

Ce deuxième article n'avait pas encore été soumis pour publication au moment du dépôt de ce mémoire. Il poursuit les recherches présentées dans le premier article en complétant l'analyse cryostratigraphique avec des données d'isotopes stables et des profils géophysiques au géoradar. Cet apport a permis de déterminer une origine fort probablement marine pour un corps de glace massive situé sous un lobe de solifluction. Un modèle d'évolution du pergélisol en lien avec la formation d'un lobe de solifluction de type rocheux à centre déprimé est proposé.

La collecte de données, l'analyse de celles-ci et la rédaction de l'article ont été effectuées par Manuel Verpaelst (premier auteur). Le protocole de terrain et d'analyse a été élaboré de façon conjointe entre Manuel Verpaelst et Daniel Fortier (directeur de maîtrise). Daniel Fortier a aussi contribué à la rédaction du papier par ses connaissances approfondies du domaine, en supervisant les aspects scientifiques du manuscrit.

Référence :

Verpaelst, M., Fortier, D. Sea ice buried in polar desert permafrost, Ward Hunt Island, Canadian High Arctic. en préparation.

Sea ice buried in polar desert permafrost, Ward Hunt Island, Canadian High Arctic

Manuel Verpaelst ^{a, b}, Daniel Fortier ^{a, b}

^a *Department of geography, University of Montreal, Montreal, Qc, Canada.*

^b *Center for Northern Studies, Quebec, Quebec, Canada.*

Abstract

On Ward Hunt Island, Nunavut, we studied the cryostratigraphy of a polar desert slope, using GPR and coring techniques, and detected the presence of massive ground ice under a solifluction lobe. Cryostratigraphic analysis combined with stable water isotopes ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) studies were used to determine the properties of the massive ice. The massive ice had much higher $\delta^{18}\text{O}$ values and different cryofacies than the overlying permafrost. Increase in sediments proportion, changes in cryostructures and much lower $\delta^{18}\text{O}$ values over the massive ice indicates a burial by solifluction processes. We propose that the massive ice body originates from sea ice frozen to the shores of the island that was progressively buried and preserved in the permafrost by several mass movement processes during glacio-isostatic uplift of the island since around 6000 years BP. The progressive accumulation of colluviums over the massive ice created syngenetic permafrost and the aggradation of ground ice which acted as a thermal buffer preventing the buried sea ice from melting.

Keywords: syngenetic permafrost, solifluction, cryostratigraphy, Ward Hunt Island, ground ice, massive ice, mass movement, buried sea ice, polar desert, oxygen-18.

4.1 Introduction

Past environmental and climatic conditions have led to the wide distribution of extensive beds of massive ground ice in the Arctic (Rogov *et al.* 2003). By definition, ground ice masses typically have a gravimetric water content greater than 250 % and their thicknesses generally exceed 1 m (van Everdingen 1988). Their origin can be referred to as buried ice or as intrasedimental ice resulting from segregated, intrusive or segregated-intrusive ice (Mackay 1972; French and Pollard 1986; Harry *et al.* 1988; Mackay 1989; French and Harry 1990; Ingolfsson and Lokrantz 2003; Lacelle *et al.* 2007, 2009; Belova *et al.* 2008; Fritz *et al.* 2011; Coulombe *et al.* 2015).

Massive segregated ice is created by the migration of water toward the freezing front in conditions of high pore water pressures (Mackay 1971), whereas intrusive ice forms from the injection of water under pressure penetrating laterally from the base of the active layer and parallel to the permafrost surface (Mackay 1972; Mackay and Dallimore 1992; French 2007). Rampton (1988) suggested that thick massive ice bodies might have formed from high volumes of pressurized subglacial meltwater during deglaciation events. Drained lake water and pore-water expulsion from freezing of saturated sands, provide another suitable explanation for the formation of thick massive ice bodies (Mackay and Dallimore 1992). On the other hand, buried massive ice, which result from the burial of surface ice, are mostly interpreted as buried glacier ice (French and Harry 1988; Ingolfsson and Lokrantz 2003; Lacelle *et al.* 2007; Coulombe *et al.* 2015), but have also been linked with the burial of snowbanks (French and Pollard 1986; Lacelle *et al.* 2009) and surface icings (Froese *et al.* 2006). Buried lake, sea, river and anchor ice have also been theorised (French 2007).

Both intrasedimentary and buried ice types display similar characteristics, which makes them very difficult to differentiate in the field (French and Harry 1990). Moreover, the fact that both ice types are subject to post-formational or post-burial alteration (e.g. moisture migration, thermal and geochemical changes, loading and unloading) (French and Harry 1990), add to the uncertainty of an accurate genetic identification. For that matter, many authors have addressed the issue by combining two or more different analytical approaches: cryostratigraphy, crystallography, stable isotope ratios ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$), gas composition (O_2 , N_2 and A_r) of air

entrapped in the massive ice body and geochemistry (chemical composition of ice and host sediments) (Lorrain and Demeur 1985; French and Pollard 1986; French and Harry 1990; Mackay and Dallimore 1992; Ingolfsson and Lokrantz 2003; Lacelle *et al.* 2007, 2009; Belova *et al.* 2008; Douglas *et al.* 2011; Fritz *et al.* 2011; Lacelle and Vasil'Chuk 2013; Coulombe *et al.* 2015). In this study, we combine the cryostratigraphic and stable isotopic ratios approaches to evaluate the origin of ground ice in the permafrost of a polar desert slope.

Very few studies have addressed the impact of solifluction processes on ground ice preservation and aggradation in polar desert slopes. Verpaelst and Fortier (submitted, chapter 3) demonstrated that the formation and downslope movement of a stone-banked solifluction lobe created typical syngenetic cryofacies. As the solifluction lobe moved downslope, a syngenetic layer of permafrost with two contrasting cryofacies was created: 1) a syngenetic ice-rich cryofacies developed in the longitudinal central depression of the lobe and; 2) a syngenetic ice-poor cryofacies developed under the raised peripheral ridges of the lobe. The development of these syngenetic layers over the surface as the solifluction lobe flowed downslope created conditions for the burial and preservation of permafrost ground ice at depth.

Following the findings from the latter study, the objectives of this paper are 1) to characterize and to determine the origin for the massive ground ice body observed at depth in the slope; 2) to present a conceptual model of massive ice burial and preservation by solifluction processes in polar desert conditions.

4.2 Study site

The study site is located on Ward Hunt Island (WHI) (83°05'N, 74°10'W), 6 km north of Ellesmere Island, Nunavut (Canada) (Figure 24). The island, which is bordered to the north by the Arctic Ocean, is well known for its ice shelf being the largest remaining ice shelf of the Arctic (Antoniades *et al.* 2011).

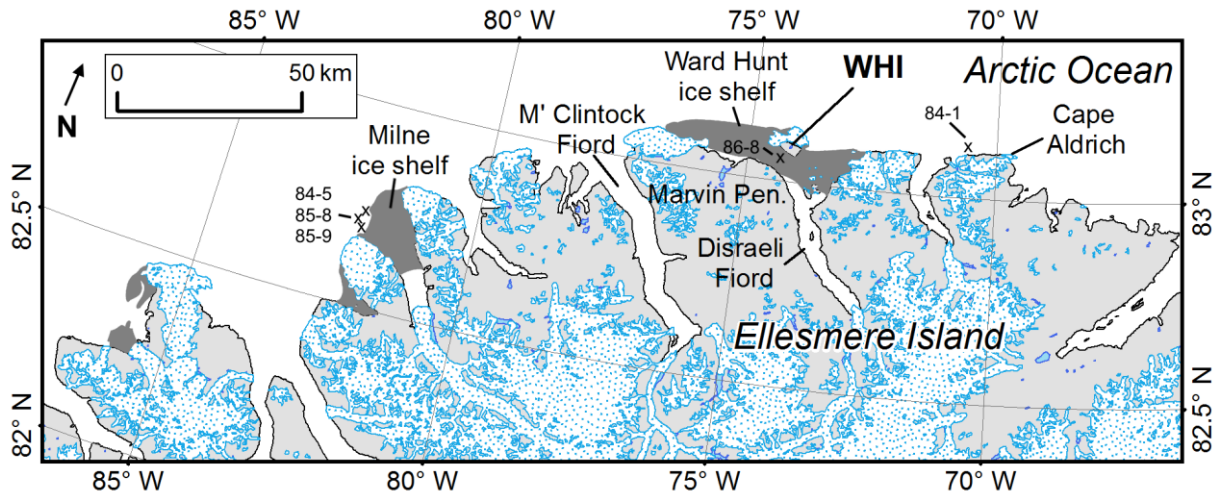


Figure 24. Localisation of Ward Hunt Island at the northern tip of Ellesmere Island (85°05'N, 74°10'O). The extent of the ice shelves at the beginning of summer 2008 (Vincent *et al.* 2011) are shown in dark grey. The numbers mark the location of ice cores drilled in landfast sea ice (Jeffries and Krouse 1988; sites 84-1, 84-5, 85-8, 85-9) and in Ward Hunt ice shelf (Jeffries *et al.* 1988; Jeffries and Sackinger 1989; site 86-8). The map was modified from Vincent *et al.* (2011).

The extreme polar desert climate of WHI is characterized by very cold temperatures and low annual precipitation (Vincent *et al.* 2011). The mean annual air temperatures (1995 - 2015) measured at SILA network weather station located on the northern shore of WHI ~1 km east of the site was -17.9°C (Centre d'études Nordiques (CEN) 2016). The mean annual precipitation measured at Alert, 170 km east of WHI, for the period 1981 - 2010 was 158 mm yr⁻¹ (Environment Canada 2015). The thermal regime of a sandy-gravel beach deposit, provided by a thermistor string connected to the SILA network weather station, indicated a maximum annual depth of the active layer between 2006 - 2014 (CEN 2016) that ranged from 65 cm in 2006 to 106 cm in 2011 (chapter 3).

The highest summit of WHI is Walker Hill (435 m a.s.l.). The slopes of the higher elevations of WHI are composed of frost-shattered debris reworked as cryogenic steps, block streams, solifluction lobes and sheets of debris (Vincent *et al.* 2011). The lower elevations (< 60 m) of the northern shore of the island are covered by coarse gravel and sand in which sorting and gelifluction processes created sorted and non-sorted stripes, solifluction lobes and solifluction sheet flows (Vincent *et al.* 2011). Stone-banked solifluction lobes, which are well distributed along WHI slopes, form exclusively downslope of snowbanks, which serve as water suppliers favouring solifluction lobes growth and movement. These lobes have raised ridges composed

of coarse gravels surrounding a central depression in which water flows, washed-out fine grained sediments accumulate, vegetation grows and organic matter accumulates (Figure 25a). More homogeneous lobes without central depression and devoid of vegetation are also present in lesser proportion (Figure 25b).

The slope is located at the bottom of Walker Hill, at 19.7 m a.s.l., and is facing the Arctic Ocean. The surface deposit comprised a mixture of sand and gravel beach deposits mixed with calcareous frost-shattered colluvium coming from Walker Hill. Reworking of this material by slope processes formed a stone-banked solifluction lobe. The morphology of the lobe was similar to other raised ridges stone-banked solifluction lobes with central depression observed on WHI, although morphometric and size variability existed.

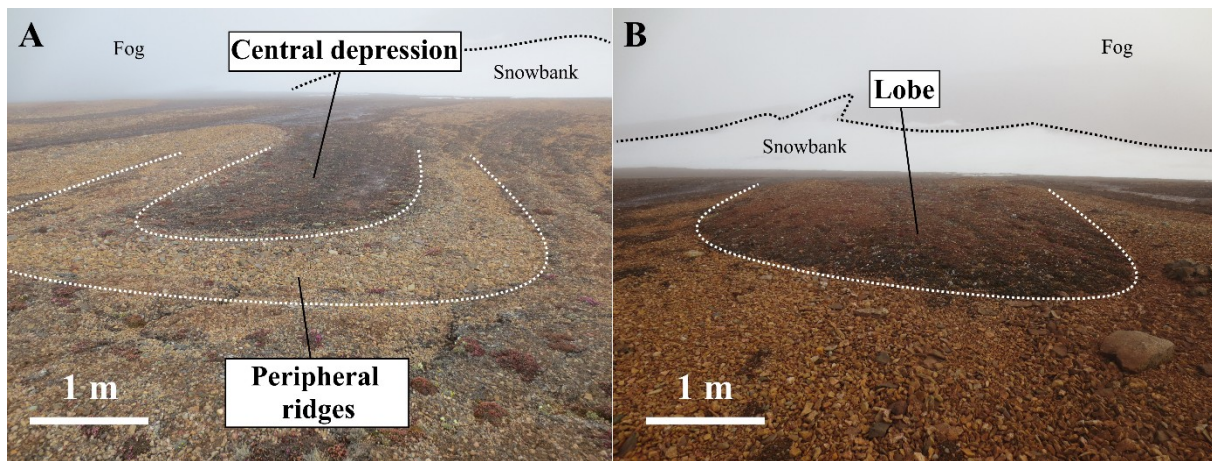


Figure 25. Stone-banked solifluction lobes observed on Ward Hunt Island: a) Solifluction lobe with a saturated vegetated central depression and bare peripheral ridges made of coarser material; b) Homogeneous solifluction lobe with no central depression and mostly devoid of vegetation and organic matter. Note the large snowbanks upstream of the lobes. Date: July 20th 2013.

4.3 Methodology

4.3.1 Slope morphology

To evaluate the morphology of the slope, a 3D numerical model was created using a terrestrial laser scan (VX spatial station; Trimble ®) (single 3D point accuracy: 10 mm at ≤ 250 m) from six different base stations (all positioned between 2 to 5 m from the lobe) to remove shading effects. The point cloud obtained (mean resolution: 0.14 m) was represented as a surface using

a triangulated irregular network (TIN) method (Figure 26a). To measure the elevation of the slope, the VX spatial station survey was linked to a geodesic landmark recorded using a Global Navigation Satellite System (R8 GNSS; Trimble ®) (precision: x-y +/- 8 mm and z +/- 15 mm). Elevations obtained were corrected by the Canadian Centre for Remote Sensing and orthometric heights were used.

4.3.2 Slope cryostratigraphy

We used a combination of geophysical, cryostratigraphic and stable isotopic ratios ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) techniques to characterize the cryostratigraphy of the slope. An earth auger (BT360; Stihl ®) equipped with a 10.8 cm diamond carbide core barrel was used to core the permafrost. Seven boreholes were made on different sections of the slope: in the central depression of a solifluction lobe (borehole F1), at the junction between the central depression and the frontal ridge (borehole F4), on a lateral ridge (borehole F7), on the slope adjacent to the lobe (boreholes F2, F3), on the slope in front of the lobe (borehole F5) and on the slope adjacent to the lobe's front (borehole F6) (Figure 26). Each core was cleaned to remove the drilling mud, photographed and kept frozen during shipping to the laboratory. The cryostratigraphic (ice content and cryostructure characterization) and stable isotope ratios ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) analysis of the cores were then performed in the laboratory. The thaw depths were measured with a steel probe at each meter along transects T1 and T2 (Figure 26).

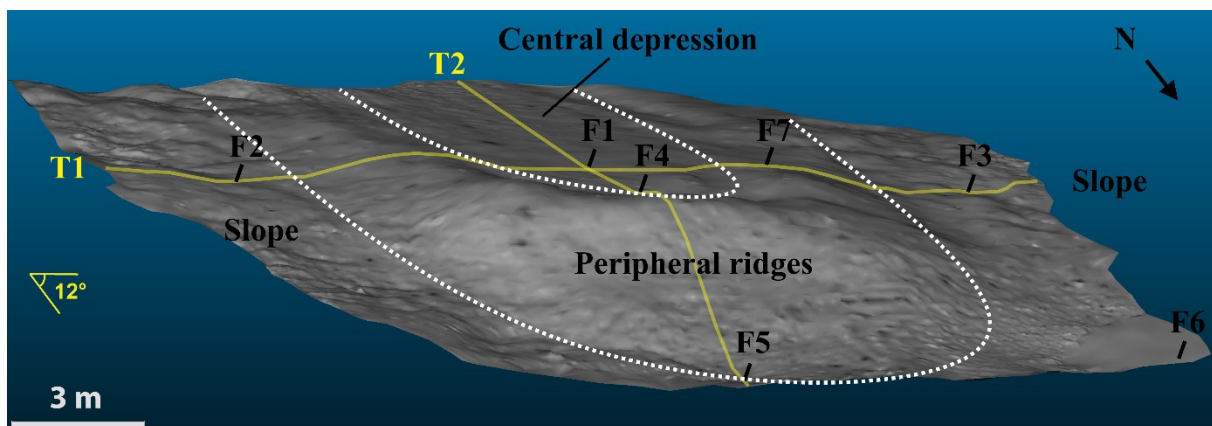


Figure 26. 3D numerical model of the slope showing the solifluction lobe with the location of the boreholes (F1 to F7) and of the GPR transects (T1 and T2).

The ice patterns in frozen soil were classified into three cryofacies based on their location according to the slope and lobe morphology (slope, peripheral ridge and central depression). Details of the equations and methods used to obtain the volumetric ice content (VIC) and the gravimetric ice content (GIC) were presented in chapter 3.

To tentatively determine the origin of ground ice and to reconstruct permafrost aggradation history of the slope, water oxygen ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) and hydrogen ($^2\text{H}/^1\text{H}$) stable isotopic ratios were measured. Results were presented using the δ notation and were expressed in part per thousand (‰) with respect to Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW) (see details in Appendix 2). Permafrost cores were cut to provide samples about 5 cm thick. Samples were thawed in the laboratory, filtered with 0.45 μm filters and then poured in HDPE 30 ml bottles. Oxygen and hydrogen measurements were carried at the laboratory of stable isotopes of the GEOTOP at the University of Quebec in Montreal (UQAM) and at the CryoLab for Arctic, Antarctic and Planetary Studies (CLAAPS) at the University of Ottawa (see details in Appendix 2). Snow and rainfall isotopic values were obtained from the Polar Data Catalogue (Vincent *et al.* 2014). Rain water has been collected from a rain gauge near the Ward Hunt Island SILA meteorological station. Snow samples have been collected at various places and depths in the Ward Hunt Lake watershed and on the northern shore of the island (Vincent *et al.* 2014).

A ground probing radar (pulseEKKO PRO; Sensors and Software ®) was used to investigate the distribution of the cryofacies in between boreholes. GPR profiles were run along two transects (Figure 26) aligned with the boreholes and covering the solifluction lobe and the adjacent slope. 100 and 200 MHz frequency antennas were used and the mean velocity (m ns^{-1}) of the signal was estimated by converting the electromagnetic signal propagation time to depth, from a common midpoint survey (CMP) (Sarrazin 2001) out of which a semblance analysis was made (Annan 2004). The velocity obtained from the 200 MHz antennas for the central depression of the lobe, was 0.09 m ns^{-1} , while it was 0.10 m ns^{-1} for the ridges and the slope. The velocity obtained for depth analysis using the 100 MHz antennas was 0.12 m ns^{-1} . The profiles were processed and analysed with the softwares EKKO Project V2 R3 and EKKO View Deluxe R4 (Sensors and Software ®) (see details of data processing in Appendix 3). Other examples of transects showing the distribution of the cryofaciès of the lobe and of the

slope, along with GPR profiles with no topographic adjustment used for depth analysis, are presented in Appendix 4.

4.4 Results

4.4.1 Cryostratigraphy of the slope and solifluction lobe

On June 18, 2013, the thaw depth measured on transects T1 and T2 varied on the slope from 0 cm where there was still snow on the ground, to 23 cm where the soil was bare. On the lobe itself, thaw depths varied from a maximum of 14 cm in the central depression, to 31 cm in the lateral ridges and to 40 cm in the frontal ridge. On the same date, the thaw depth evaluated from thermistor measurements at the SILA climate station indicated 20.5 cm in gravelly sand deposits (chapter 3).

Borehole logs presented in Figure 27 show the cryostratigraphy of the slopes adjacent to the lobe (boreholes F2, F3, F5, F6), of the central depression of the lobe (borehole F1), of the junction between the central depression and the frontal ridge (borehole F4) and of the lateral ridge (borehole F7). Cryostratigraphic analysis of these borehole logs indicate that the slope, the central depression and the peripheral ridges of the lobe had contrasting cryofacies with massive ice underlying all profiles. The debris content of massive ice decreased markedly with depth.

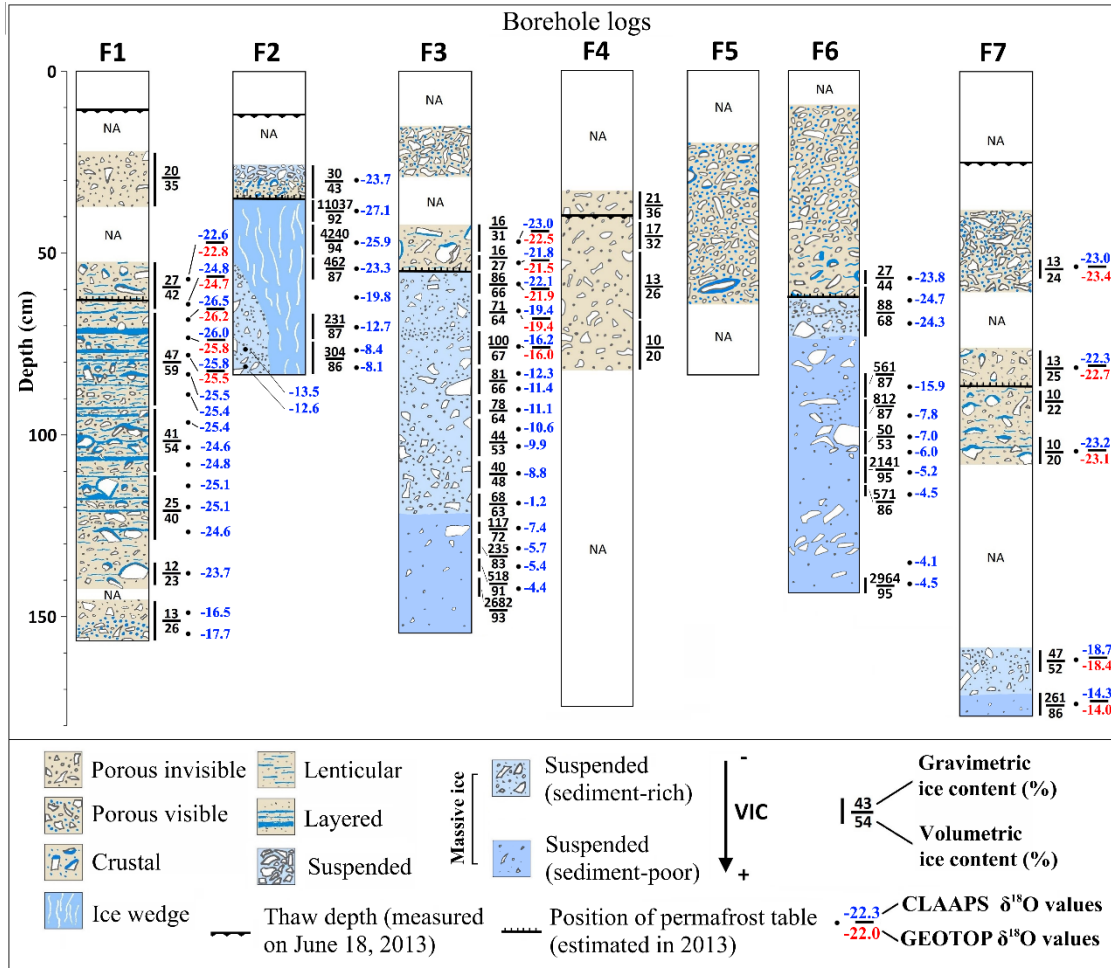


Figure 27. Cryostratigraphy of boreholes F1 to F7. Locations of the boreholes are pictured in Figure 26. Pictures of the samples collected in all boreholes are presented in Appendix 1. The grain size of the material of the different boreholes is summarized in Appendix 5. Stable isotopes $\delta^{18}\text{O}$ results according to the boreholes depth are presented with values analyzed at the CLAAPS (in blue) and GEOTOP (in red) laboratories.

The slope cryostratigraphy (boreholes F2, F3, F6) showed large amounts of massive ice characterized by suspended cryostructures forming the slope cryofacies with sediment-rich massive ice and grading at depth into sediment-poor massive ice (chapter 3). In the upper part of the sediment-rich massive ice (borehole F3, 55 - 64 cm), fine-grained sediments were stretched upward (Appendix 1).

The cryostratigraphy, cryostructure and cryofacies of the ridge and central depression (boreholes F1, F7) are different than those of the massive ice (boreholes F2, F3, F6, F7). The cryostratigraphy of the ridges (borehole F7) exhibited ice-poor cryofacies (with porous

invisible and crustal cryostructures) while the cryostratigraphy of the central depression (borehole F1) exhibited a succession of ice-rich cryofacies (with layered, lenticular and crustal cryostructures); those were interpreted as the result of syngenetic permafrost aggradation in the lobe material (chapter 3). The underlying ice-poor strata (borehole F1), which had cryofacies similar to the ridge, were interpreted as an indicator of the slope being overridden by the gravelly front of the lobe (chapter 3).

Deeper in borehole F7, massive ice with suspended cryostructures forming sediment-rich and sediment-poor massive ice, alike the cryofacies of the slope adjacent to the lobe, was observed (chapter 3). In the central depression immediately upslope of the frontal ridge, the borehole (F4) showed no indications of the presence of an ice-rich facies, which makes it similar to the ridges. In the slope outside of the solifluction lobe, the transition to massive ice occurred at depth ranging from 55 to 59 cm (boreholes F3, F6).

4.4.2 Stable isotopes of permafrost ground ice

Stable isotopic results indicate that massive ice had enriched $\delta^{18}\text{O}$ values, whereas the ice-rich and ice-poor zones of the lobe (associated with the cryofacies of the central depression and of the ridges) had lower $\delta^{18}\text{O}$ values. The debris content of the massive ice decreased markedly with depth along with a marked increase of isotopic values. Moreover, the mean $\delta^{18}\text{O}$ of the massive ice was much more positive than the mean rainfall / snow and permafrost $\delta^{18}\text{O}$ values of the lobe.

Figure 28 and Table 5 summarize the isotopic results of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ according to the type of ground ice and to the cryofacies of the samples, and presents the snow and rainfall values recorded for the year 2013. The $\delta^{18}\text{O}$ values of snow are in accordance with the average annual $\delta^{18}\text{O}$ values of meteoric precipitations for the region (Lacelle 2011), which principally falls as snow.

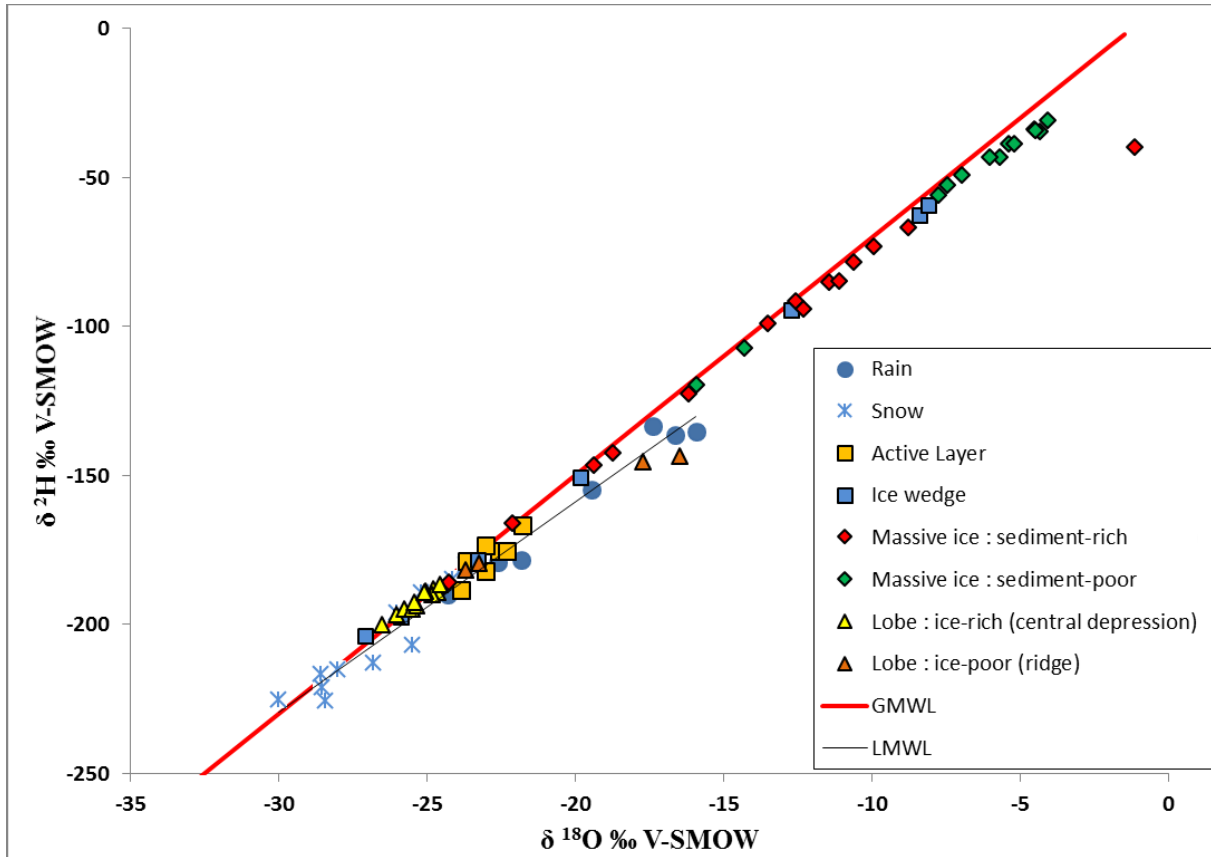


Figure 28. Stable isotopes $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values (from the analyzed data of the CLAAPS laboratory) for different cryofacies alongside with rain and snow values for the summer 2013.

Figure 27 presents $\delta^{18}\text{O}$ values according to the boreholes depth. The $\delta^{18}\text{O}$ values in all boreholes vary according to the different cryofacies. They ranged between -23.84 ‰ and -21.79 ‰ in the active layer (boreholes F1, F2, F3, F6, F7) and from -23.69 ‰ and -16.48 ‰ in the ice-poor cryofacies of the ridge (boreholes F1, F7). They ranged between -26.51 ‰ and -24.55 ‰ in the ice-rich cryofacies of the central depression (borehole F1). They varied between -24.70 ‰ and -1.15 ‰ in the sediment-rich massive ice cryofacies of the slope (boreholes F2, F3, F6, F7), they varied between -15.94 ‰ and -4.07 ‰ in the sediment-poor massive ice cryofacies of the slope (boreholes F3, F6, F7) and they ranged between -27.06 ‰ and -8.12 ‰ in the ice wedge (borehole F2). All depths and associated borehole cryofacies are listed in Table 5.

Borehole	Emplacement	Cryo.	Depth (cm)	CLAAPS lab.		GEOTOP lab.	
				$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$
F1	Central depression of the lobe	AL	55 - 61.5	-22.56	-175.5	-22.77	-176.5
		C-C _d	61.5 - 66.5	-24.80	-188.0	-24.67	-188.5
		C-C _d	66.5 - 71.5	-26.51	-200.0	-26.18	-200.2
		C-C _d	71.5 - 76.5	-26.02	-196.7	-25.79	-196.4
		C-C _d	76.5 - 81.5	-25.76	-194.8	-25.53	-197.6
		C-C _d	81.5 - 87.5	-25.51	-194.9	-	-
		C-C _d	87.5 - 93.5	-25.35	-193.8	-	-
		C-C _d	93.5 - 99	-25.43	-192.7	-	-
		C-C _d	99 - 105	-24.65	-189.2	-	-
		C-C _d	105 - 111	-24.83	-189.8	-	-
		C-C _d	111 - 117	-25.06	-188.9	-	-
		C-C _d	117 - 123	-25.08	-189.3	-	-
		C-C _d	123 - 129	-24.55	-186.7	-	-
		C-R	147 - 152	-16.48	-143.5	-	-
		C-R	152 - 156	-17.71	-145.3	-	-
F2	Slope	AL	27 - 35	-23.68	-178.7	-	-
		IW	35 - 41	-27.07	-203.7	-	-
		IW	43 - 50	-25.88	-197.3	-	-
		IW	50 - 57	-23.29	-178.4	-	-
		IW	57 - 66.5	-19.83	-150.5	-	-
		IW	66.5 - 73	-12.73	-94.6	-	-
		IW	73 - 78	-8.42	-62.5	-	-
		S-R I	73 - 78	-13.50	-98.8	-	-
		IW	78 - 83	-8.12	-59.3	-	-
		S-R I	78 - 83	-12.57	-91.5	-	-
F3	Slope	AL	43.5 - 50	-23.01	-173.3	-22.47	-173.9
		AL	50 - 55	-21.79	-166.5	-21.47	-166.0
		S-R I	55 - 61	-22.13	-166.1	-21.89	-168.7
		S-R I	61 - 68.6	-19.37	-146.5	-19.42	-148.2
		S-R I	68.6 - 78	-16.19	-122.4	-15.98	-122.1
		S-R I	78 - 84	-12.31	-94.0	-	-
		S-R I	84 - 90	-11.43	-84.9	-	-
		S-R I	90 - 94	-11.12	-84.8	-	-
		S-R I	94 - 100	-10.62	-78.4	-	-
		S-R I	100 - 107	-9.95	-72.9	-	-
		S-R I	108 - 114	-8.76	-66.7	-	-
		S-R I	114 - 122	-1.15	-39.9	-	-
		S-P I	122 - 126	-7.45	-52.5	-	-
		S-P I	126 - 132.5	-5.70	-43.2	-	-
		S-P I	132.5 - 138	-5.41	-38.5	-	-
S-P I	138 - 143	-4.36	-34.6	-	-		

F6	Slope	AL	55 - 59	-23.84	-188.3	-	-
		S-R I	59 - 66	-24.70	-189.4	-	-
		S-R I	66 - 73	-24.26	-185.9	-	-
		S-P I	83 - 90	-15.94	-119.6	-	-
		S-P I	90 - 98	-7.77	-55.7	-	-
		S-P I	98 - 102	-6.96	-49.2	-	-
		S-P I	102 - 106	-6.03	-43.2	-	-
		S-P I	107 - 113	-5.22	-38.7	-	-
		S-P I	114.5 - 120	-4.51	-33.6	-	-
		S-P I	133 - 136	-4.07	-30.9	-	-
		S-P I	136 - 144	-4.48	-34.0	-	-
F7	Peripheral ridge	AL	50 - 60	-23.02	-182.1	-23.36	-181.5
		AL	74 - 84	-22.30	-175.3	-22.74	-174.1
		C-R	98 - 106	-23.24	-179.5	-23.08	-176.4
		S-R I	158 - 164	-18.73	-142.2	-18.43	-145.0
		S-P I	170 - 177	-14.30	-107.3	-14.01	-108.2
Mean snow values (2013)			$\delta^{18}\text{O}$		$\delta^2\text{H}$		
	N = 12		-26.53		-204.2		
	Standard deviation		2.20		17.7		
Mean rain values (2013)	N = 7		-19.73		-158.19		
	Standard deviation		3.25		24.1		

Table 5. Stable isotope $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ results according to the emplacement on the lobe and the cryofacies (cryo.) in which the samples were taken: AL - Active layer; IW - Ice wedge; C-C_d – Ice-rich cryofacies of the central depression; C-R – Ice-poor cryofacies of the ridge; S-R I - Sediment-rich massive ice; S-P I - Sediment-poor massive ice .

Figure 29 shows the variation between the $\delta^{18}\text{O}$ values of the different cryofacies. The results demonstrate the clear contrast between the high isotopic ratios of the sediment-poor massive ice of the slope (mean $\delta^{18}\text{O}$: -7.09 ‰) (lower portion of the massive ice), the medium isotopic ratios of the sediment-rich massive ice of the cryofacies of the slope (mean $\delta^{18}\text{O}$: -14.45 ‰) (upper portion of the massive ice), and the lower isotopic ratios of the ice-poor (mean $\delta^{18}\text{O}$: -20.28 ‰) and ice-rich (mean $\delta^{18}\text{O}$: -25.30 ‰) cryofacies of the lobe (ridges and central depression).

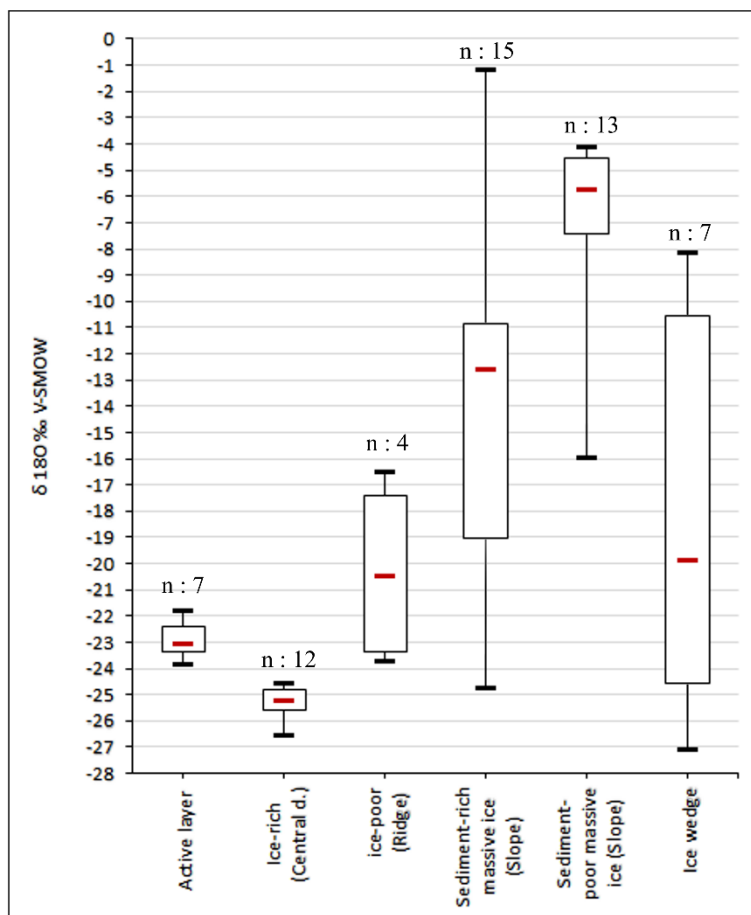


Figure 29. Box plot of the stable isotopes $\delta^{18}\text{O}$ results (from the analyzed data of the CLAAPS laboratory) according to the cryofacies and geomorphological subunits.

4.4.3 Ground penetrating radar analysis of the slope and solifluction lobe

GPR was used to obtain a better understanding of the massive ice geometry and distribution. The analysis indicates a widespread distribution of the massive ground ice body at depth under the slope surface.

In Figure 30 (transect T1, 200 MHz transversal GPR profile), the upper ~55 to ~65 cm of the active layer was masked by air / ground waves. The strong signal of the permafrost table in the central depression of the lobe is associated with the occurrence of the ice-rich syngenetic cryofacies (1), whereas the signal under the lateral ridges was weaker due to its ice-poor cryofacies (2). The upper reflectors of the permafrost table in the slope marking the transition to the sediment-rich massive ice (3) are masked by the air and ground waves, but the lower bands remain visible. The strong signal observed at depth under the lateral ridges (under

borehole F7, ~170 cm), under the central depression of the lobe (under borehole F1, ~150 cm) and under the slope (under boreholes F2 and F3, ~120 cm), marks the transition to the sediment-poor massive ice (4). Strong hyperbolic reflectors, associated with the presence of an ice wedge, are observed over borehole F2.

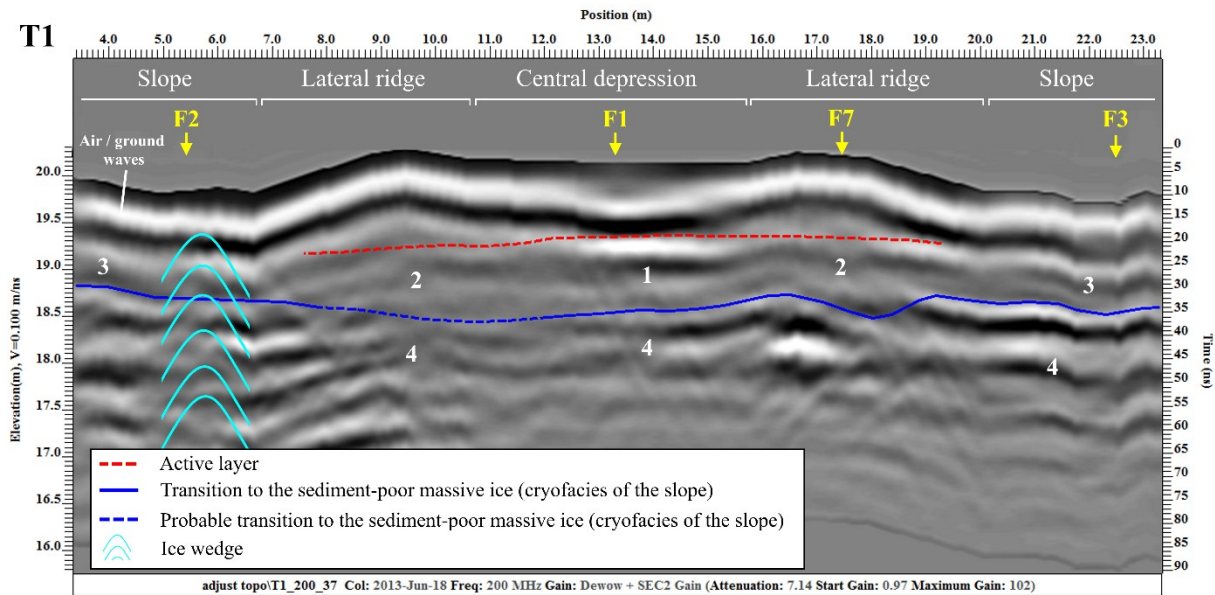


Figure 30. 200 MHz transversal GPR transect T1 with the location of the boreholes F1, F2, F3 and F7. The numbers show the different cryofacies on the profile : 1) ice-rich cryofacies of the central depression; 2) ice-poor cryofacies of the ridge; 3) sediment-rich massive ice and 4) sediment-poor massive ice. Blue hyperbolas are used to represent the strong reflectors associated with the presence of an ice wedge in borehole F2 (these reflectors are diminished by the filters applied to the profiles).

Figure 31 presents the 200 MHz longitudinal GPR profile of transect T2. In this profile, the upper ~65 to ~80 cm was masked by air / ground waves. In the central depression of the lobe, only the lower band of the active layer strong reflector, associated with the ice-rich cryofacies of the central depression (1), remains visible. Under the frontal ridge, the permafrost table reflector marking the transition to the ice-poor cryofacies of the ridge (2) is weak and can't be identified clearly. The active layer on the slope in front of the lobe is hidden by the air and ground waves, but the presence of the sediment-rich massive ice (3) is assumed, as it was observed in borehole F6 (Figure 27). The signal of the sediment-poor massive ice (4) is strong under the central depression of the lobe (under borehole F1, ~150 cm) and in the slope in front of the lobe (under borehole F5, ~170 cm), whereas it is weaker under the frontal ridge (under borehole F4, ~220 cm) and upslope in the central depression of the lobe (at a distance of 10 m

on the transect T2, ~170 cm). The transition to the sediment-poor massive ice tends to be deeper upslope and the reflectors are discordant with the overlying material of the solifluction lobe.

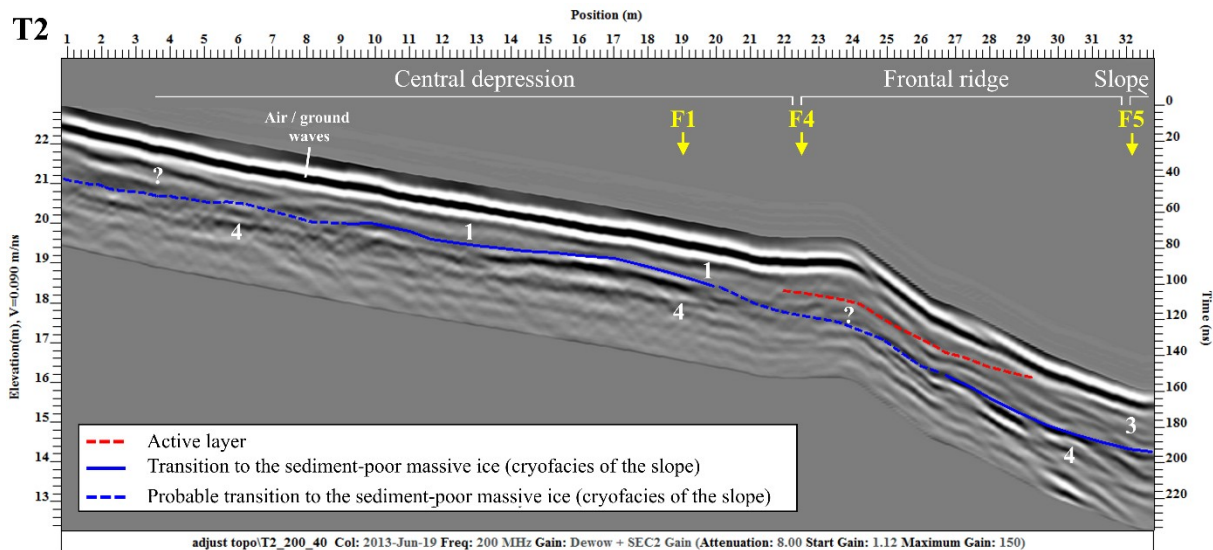


Figure 31. 200 MHz longitudinal GPR transect T2 with the location of the boreholes F1, F4 and F5. The numbers place the different cryofacies on the profile: 1) ice-rich cryofacies of the central depression; 2) ice-poor cryofacies of the ridge; 3) sediment-rich massive ice (cryofacies of the slope) and 4) sediment-poor massive ice (cryofacies of the slope).

Figure 32 presents the 100 MHz transversal GPR profile of transect T1. In this profile, the upper ~100 to ~125 cm of the profile was masked by air / ground waves. Of the upper reflectors observed in Figure 30 and Figure 31 (1, 2, 3, 4), only the one marking the transition to the sediment-poor massive ice (4) remains visible. A strong reflector can be observed between 5.8 and 7 m depth (5).

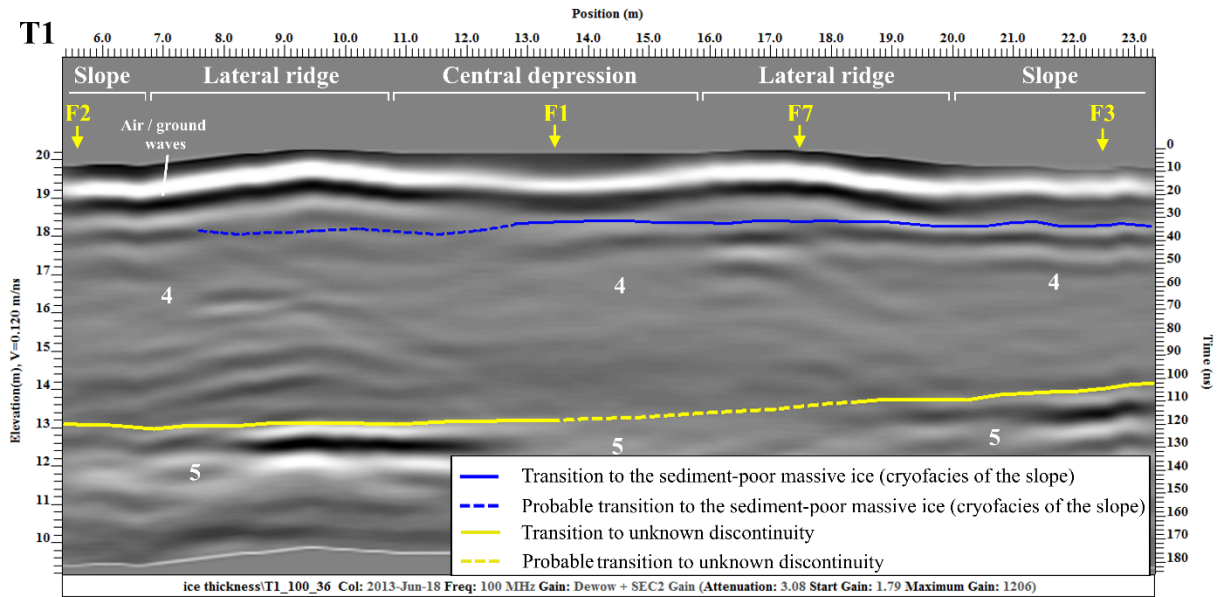


Figure 32. 100 MHz transversal GPR transect T1 with the location of boreholes F1, F2, F3 and F7. The number 4 marks the transition to the sediment-poor massive ice and the number 5 marks a strong reflector which is located beyond coring depth.

4.5 Discussion

4.5.1 Permafrost genesis

4.5.1.1 Nature and origin of the massive ice in the slope

The sediment-poor massive ice has $\delta^{18}\text{O}$ values (ranging from -15.94 ‰ to -4.07 ‰, with a mean of -7.09 ‰ \pm 3.8) that greatly contrast with the $\delta^{18}\text{O}$ values of other massive ground ice bodies reported in the literature (Table 6). The massive ice $\delta^{18}\text{O}$ values are similar to multi-year landfast sea ice and ice shelf values recorded for the region (Table 6). Jeffries and Krouse (1988) interpreted multi-year landfast sea ice $\delta^{18}\text{O}$ values as reflecting the incorporation of meteoric snow components (^{18}O -depleted) at the surface of the sea ice (^{18}O -enriched). Jeffries and Sackinger (1989) explained the ice shelf $\delta^{18}\text{O}$ values as the result of a mixing of sea water and incoming fresh water from the Disraeli Fjord and from the variation of water circulation under the ice shelf at the time of ice growth. Accordingly, we propose that the massive ground ice body that was cored and imaged by GPR represents sea ice frozen to the shore of the island that got progressively buried by slope sediments.

Prior and during the initial phases of burial, the upper portion of the massive ice has presumably melted and frozen back yearly, permitting the incorporation of debris displaced by mass movement processes over the slope. The vertically-stretched sediment inclusions, presumably formed during freeze-back, and the lower $\delta^{18}\text{O}$ values of the sediment-rich massive ice (ranging from -24.70 ‰ to -1.15 ‰, with a mean of -14.45 ± 6.43) support this interpretation and suggest an input of snowmelt water during the burial process. The strong GPR reflectors observed at depth (5) in Figure 32, were interpreted as the deeper limit of the buried sea ice, suggesting an ice thickness of ~4 to ~5 m, which is consistent with the estimated sea ice thicknesses of the region (Haas *et al.* 2010). The nature (till, bedrock, frost shattered debris...) of the reported discontinuity is still unknown as it was located beyond coring depth.

Core no.	Core length (m)	$\delta^{18}\text{O}$ range (‰)	Mean $\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Years of growth	Ice type	Sources
84-1	3.77	-23.8 to -2.9	-14.0 ± 6.8	8	Landfast sea ice	Jeffries and Krouse (1988)
84-5	5.91	-23.8 to -4.2	-11.9 ± 5.6	> 12	Landfast sea ice	Jeffries and Krouse (1988)
85-8	9.80	-22.7 to -2.8	-9.5 ± 5.6	20	Landfast sea ice	Jeffries and Krouse (1988)
85-9	7.24	-22.0 to -6.3	-13.8 ± 5.1	15	Landfast sea ice	Jeffries and Krouse (1988)
86-8	10	-26.6 to +1.1	-14.2 ± 8.2	400 - 500	Ice shelf (brackish ice and sea ice)	Jeffries <i>et al.</i> (1988), Jeffries and Sackinger (1989)
Prince Albert Pen.		-	-30.1 ± 1.4	-	Glacier ice	Lorrain and Demeur (1985)
Chapman Lake massive ice		-25.8 to -25.0	-	-	Glacier ice	Lacelle <i>et al.</i> (2007)
TDS Massive ice		-34.2 to -31.3	-33.0	-	Basal regelation glacier ice	Fritz <i>et al.</i> (2011)
Beaufort Sea region		-33.0 to -17.0	-	-	Ice wedges	Michel (2011)
Red Creek ground ice		-30.2 to -27.8	-28.2 ± 2.8	-	Snowbank ice	Lacelle <i>et al.</i> (2009)

Table 6. $\delta^{18}\text{O}$ data for multi-year landfast sea ice, for Ward Hunt ice shelf and for other Arctic and massive ground ice bodies. The localisation of the landfast sea ice and Ward Hunt ice shelf coring sites (84-1, 84-5, 85-8, 85-9, 86-8) is shown in Figure 24.

4.5.1.2 Nature and origin of the solifluction lobe ground ice

The isotopic composition of the permafrost of the slope and of the solifluction lobe was compared to the values of the active layer and of the water sources that composed it. Since the main water source of the island comes mostly from snowmelt (Paquette *et al.* 2015), rainwater had practically no influence on the active layer mean $\delta^{18}\text{O}$ composition (0.80 ‰ to 7.44 ‰ more positive than the local snow values). This suggested that the source of water for the active layer came from snowmelt, later $\delta^{18}\text{O}$ -enriched after groundwater freezing (Nikolayev and Mikhalev 1995).

In the central depression of the lobe, the syngenetic accumulation of material at the surface, entrained the permafrost table upwards and the migration of water towards the freezing front. This created layered, lenticular and crustal cryostructures, to form an ice-rich syngenetic cryofacies (chapter 3). The mean $\delta^{18}\text{O}$ value of this ice-rich zone was 2.98 ‰ more negative than the mean active layer value (Figure 28). The strong 1.90 ‰ negative shift of $\delta^{18}\text{O}$ between the base of the active layer and the ice-rich upper permafrost profile marks a thaw unconformity in the cryostratigraphy (chapter 3). We propose that the permafrost ground ice located below the thaw unconformity formed during colder climatic conditions because its isotopic composition differs from the modern basal active layer ground ice (Mackay 1983; Michel and Fritz 1982; Nikolayev and Mikhalev 1995).

Under the peripheral ridges of the lobe, the accumulation of coarse gravel with high hydraulic conductivity favoured a quick drainage of water before freeze-back, and created an ice-poor cryofacies characterized by interstitial ice. The $\delta^{18}\text{O}$ values recorded from this zone were quite similar to the active layer values (Figure 28). This is interpreted as the result of the recent active layer deepening followed by the subsequent recovery of permafrost conditions due to active layer thinning (chapter 3).

4.5.2 Conceptual scheme for the burial of sea ice by solifluction processes

We propose that sea ice frozen to the base of Walker Hill (~19 m a.s.l.), was progressively buried by colluviums and preserved in the permafrost during the isostatic uplift of the island (Figure 33). Seashells collected at 54 m a.s.l. in the Ward Hunt Lake watershed, provide a radiocarbon age of 8985 ±20 BP (UL-3407, unpublished data), and thus a minimum age for

the marine limit estimated to 62 m (Lemmen 1989). On the northern shore of the island, seashells found at 38 - 42 m, provide radiocarbon ages of 7200 ±200 BP (L248A, Crary 1960) and 7755 ±150BP (SI-720, Lyon and Mielke 1973), which indicates a fast isostatic uplift upon deglaciation of the Northern Ellesmere Island Coast. The burial of sea ice occurred most likely prior to the formation of the Ward Hunt ice shelf (5500 to 3000 years ago) which progressively isolated the island from the sea (Crary 1960; Vincent *et al.* 2011) (Figure 33a, b and c). Based on the reconstructed isostatic uplift curve published by Lyon and Mielke (1973), a ~19 m a.s.l. sea level would correspond to about 6000 BP on the northern Coast of Ellesmere Island, which is concordant with our estimates.

The accumulation of colluviums over sea ice created an active layer. Subsequently, the development and movement of solifluction lobes on the slope led to the aggradation of syngenetic permafrost layers protecting the buried sea ice from melting (Figure 33d).

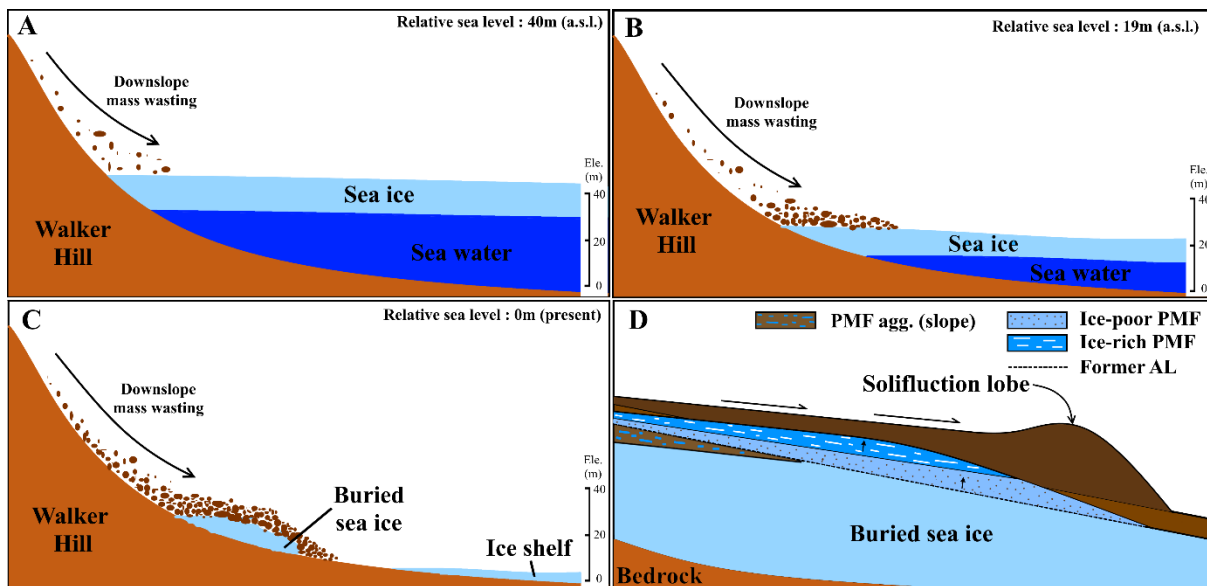


Figure 33. Conceptual scheme for burial of massive ice: a) Post-glacial marine transgression and downslope displacement of colluviums above sea ice; b) Sea regression to around 19 m (a.s.l.) due to isostatic uplift and additional accumulation of colluviums over sea ice, thereby forming an active layer; c) The accumulation of the material led to the complete burial of sea ice remnants before or during ice shelf development and sea level progressively dropped to the present level. The ice thickness was exaggerated to better illustrate the burial of sea ice; d) Conceptual scheme for permafrost evolution under a stone-banked solifluction lobe: the solifluction lobe propagating downslope has led to the creation of a syngenetic permafrost layer over the massive ice.

4.6 Conclusion

Massive ground ice was encountered by coring and imaged through GPR analysis in the slope of Ward Hunt Island. The massive ice had much higher ice content and higher $\delta^{18}\text{O}$ values in comparison to the overlying sediments and was interpreted to be of marine origin (sea ice). Our study suggests that the massive ice was covered by colluviums during isostatic uplift, likely after circa 6000 BP, and then progressively buried by solifluction material. Syngenetic permafrost aggradation in the solifluction material triggered the accumulation of ground ice that thermally protected the massive ground ice from melting. This is the first report of massive ground ice of marine origin in North America.

Acknowledgements

We wish to thank the team of Prof. W.F. Vincent (U. Laval) and the staff of the Quttinirpaaq National Park for logistical support and access to Ward Hunt Island facilities. This project was funded by ArcticNet, the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC), the Polar Continental Shelf Program (PCSP) of Natural Resources Canada, the Northern Scientific Training Program (NSTP) of the Canadian Polar Commission, the NSERC Discovery Frontiers grant ‘Arctic Development and Adaptation to Permafrost in Transition’ (ADAPT). We are also grateful to M. Paquette, D. Sarrazin, K. Larrivée, D. Lacelle and M. Girard for their help.

Chapitre 5. Discussion générale

Le mémoire a été construit autour de deux articles qui abordent chacun un objectif de recherche. Le premier article (Chapitre 3) répond au premier objectif de recherche, *caractériser la cryostratigraphie d'un lobe de solifluxion*. Dans cet ouvrage, l'analyse des cryostructures, des propriétés du matériel et de la morphologie du lobe de solifluxion permettent de dresser un portrait général de l'impact du lobe et de sa morphologie sur l'évolution du pergélisol en bas de pente.

Le deuxième article (Chapitre 4) répond au deuxième objectif de recherche, *proposer un modèle d'évolution du pergélisol sous un lobe de solifluxion de type rocheux*. Dans cet article, une analyse des isotopes stables de la glace du pergélisol est effectuée. Ceci permet de renforcer notre compréhension des processus d'aggradation du pergélisol, en lien avec l'accumulation de matériel en surface, et des processus d'évolution de la couche active dans un contexte de réchauffements climatiques. Les analyses isotopiques permettent par ailleurs de proposer une origine plausible pour la glace massive présente sous le matériel de surface de la pente.

Ces deux articles permettent de dresser un portrait général de l'étude, en confirmant par ailleurs l'hypothèse de recherche voulant que, *le mouvement des lobes de solifluxion entraîne le développement syngénétique du pergélisol et l'aggradation de glace en bas de pente*.

5.1 Aggradation et genèse du pergélisol

La pente, la dépression centrale et les bourrelets périphériques du lobe présentent des cryofaciès contrastés avec différentes cryostructures dominantes et différents ratios isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$). Le lobe a été formé par l'action de la solifluxion sur une pente contenant de hautes teneurs en glace (glace massive) dont les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ sont élevées. L'accumulation de matériel sur la pente a permis le développement syngénétique d'un pergélisol et l'aggradation de glace au-dessus d'un corps de glace massive d'origine marine. Le mouvement du matériel, qui est entraîné par l'apport en eau venant des combes à neige en amont, s'est produit simultanément avec plusieurs cycles de gel et de dégel de surface. Ceux-ci causèrent un tri vertical et latéral du matériel, ce qui permit le remodelage de la

morphologie de la pente et amena le matériel grossier sur les sections périphériques du lobe (Harris 1987; Harrison et Macklin 1991). Le bourrelet frontal et les bourrelets latéraux créés étaient constitués de graviers grossiers créant une dépression centrale orientée vers le bas de pente. Cette morphologie permit l'établissement de deux cryofaciès contrastés :

1) Un cryofaciès syngénétique riche en glace développé dans la dépression centrale du lobe, comme l'indique la rythmicité des cryostructures stratifiées et lenticulaires typiques d'un pergélisol syngénétique (Shur *et al.* 2004). Des couches de glace bien distinctes (*ice belts*) observées reflètent les anciennes positions du plafond du pergélisol à différents stades de son aggradation (Fortier *et al.* 2008; Kanevskiy *et al.* 2008, 2011). L'occurrence de croûtes de glace préférentiellement localisées sur la partie supérieure des graviers et de bulles d'air verticales étirées vers le haut, sont des indicateurs d'un front de gel évoluant du bas vers le haut, ce qui est typique de l'aggradation d'un pergélisol syngénétique. Le matériel fin susceptible au gel (sable silteux), qui est transporté par l'eau de fonte venant des combes à neige en amont, reste coincé dans la dépression centrale saturée, ce qui permet la ségrégation de la glace au fur et à mesure que le pergélisol croît. Ceci explique les cryostructures riches en glace observées. De plus, la croissance et l'accumulation de mousses et de plantes à la surface du sol contribuent au développement d'une couche intermédiaire (*intermediate layer*) qui crée un décalage thermique de surface, une diminution de la profondeur de la couche active et l'aggradation de glace dans la partie supérieure du pergélisol (Shur 1988; Shur *et al.* 2011; French et Shur 2010). Les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ plus négatives que celles de la couche active, suggèrent une formation qui pourrait être associée à des conditions climatiques plus froides qu'à l'actuel (Mackay 1983; Michel et Fritz 1982; Nikolayev et Mikhalev 1995) ou à une source d'eau fortement négative en termes de $\delta^{18}\text{O}$.

2) Un cryofaciès syngénétique pauvre en glace développé dans les bourrelets périphériques du lobe, comme l'indiquent les croûtes de glace préférentiellement localisées sur la partie supérieure des graviers. Dans cette zone, la conductivité hydraulique élevée des graviers dans la partie supérieure des bourrelets et le canal d'écoulement de sub-surface observé dans le bourrelet frontal ont favorisé un drainage rapide donnant lieu à une faible teneur en eau avant le regel du sol. Ceci explique la dominance de glace de porosité du profil. Les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ de cette zone étant très similaires à celles de la couche active suggèrent que

la glace de ce pergélisol serait très probablement issue du climat actuel. Il serait par la même occasion plus jeune que le pergélisol d'aggradation issu de la dépression centrale du lobe.

5.2 Cryostratigraphie et dynamiques de la couche active

La période de 2008 à 2012 a montré une succession d'années chaudes sur l'île Ward Hunt (Paquette *et al.* 2015). Selon les données de la station météorologique SILA, les conditions climatiques de l'année 2011 ont donné lieu à un approfondissement de la couche active de + 23 cm (totalisant une profondeur de 106 cm) en comparaison à l'année 2010, alors que l'année 2012 fut marquée par un amincissement de la couche active de - 29 cm (totalisant une profondeur de 77 cm). Ces fluctuations de la couche active, qui ont aussi été observées sur le site d'étude, varient en fonction de la présence du lobe de solifluxion et de sa morphologie, et sont analysées par l'étude de la cryostratigraphie à l'interface de la couche active et du pergélisol.

L'approfondissement de la couche active de 2011 est détecté sur les pentes adjacentes au lobe de solifluxion par la présence de discontinuités de dégel à des profondeurs de 35, 55 et 63.5 cm (trous de forage F2, F3 et F6 respectivement). Sous la dépression centrale du lobe, la discontinuité au dégel de 2011 a été estimée à 62 cm de profondeur (trou de forage F1), ce qui correspond à la limite entre les sédiments pauvres en glace (avec des cryostructures interstitielles) et riches en glace (avec des cryostructures lenticulaires, stratifiées et crustaliformes). Les cryostructures des deux zones et le changement drastique des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ de la dépression centrale font état de ces discontinuités au dégel. Les plus faibles profondeurs des discontinuités au dégel sur les pentes entourant le lobe et sous la dépression centrale, en comparaison aux profondeurs maximales au site de la SILA, sont probablement expliquées par la nature riche en glace de la portion supérieure du pergélisol (i.e. le coin de glace dans F2), qui demande un apport de chaleur plus élevé pour surmonter la chaleur latente de la glace à la fusion et ainsi dégeler le pergélisol.

Sous les bourrelets périphériques, la faible teneur en glace du matériel, a été causé par un drainage efficace de l'eau dans le sol (court temps de résidence) au travers d'un matériel poreux à forte conductivité hydraulique, préalablement au gel et à l'aggradation progressive du pergélisol. L'absence de végétation permettant l'influence directe du rayonnement solaire

et la couverture nivale plus mince et de plus courte durée en raison de la microtopographie surélevée des bourrelets ont causé un dégel plus grand sous les bourrelets périphériques que dans la dépression centrale et que sur les pentes adjacentes au lobe. Cette analyse est supportée par les profondeurs de dégel mesurées le 18 juin 2013 qui montraient un dégel plus profond sous les bourrelets (latéraux - 31 cm, frontal - 40 cm) qu'à la station météorologique (20.5 cm) et que partout ailleurs sur les transects (pente - 23 cm; dépression centrale - 14 cm). La profondeur maximale de la couche active des bourrelets latéraux (trou de forage F7) pour l'année 2012, a ainsi été estimée à 87 cm. Il a aussi été supposé que les conditions climatiques de l'année 2011 auraient causé un dégel plus profond de la couche active sous les bourrelets, ceci en raison d'une faible teneur en glace (effet de chaleur latente limitée) du pergélisol. Malgré qu'aucun marqueur cryostratigraphique n'ai été identifié pour confirmer cette interprétation, celle-ci est supportée par les analyses $\delta^{18}\text{O}$ qui suggèrent un pergélisol issu du climat actuel et ainsi, qu'un approfondissement récent de la couche active en 2011 aurait été suivi d'un retour (aggradation) du pergélisol et d'un amincissement de la couche active en 2012.

La teneur en glace plus élevée de la dépression centrale du lobe agit comme tampon thermique limitant l'approfondissement de la couche active lors des années chaudes. En opposition, la plus faible teneur en glace des bourrelets permet un approfondissement plus marqué de la couche active. Il a par ailleurs été estimé que l'énergie requise pour faire fondre la glace du pergélisol par mètre cube serait environ 1.7 fois plus élevée pour la zone riche en glace de la dépression centrale que pour la zone pauvre en glace créée sous les bourrelets. La cryostratigraphie indique ainsi que les étés chauds, et particulièrement ceux où le rayonnement solaire est élevé, ont un effet plus accentué sur l'augmentation des profondeurs de la couche active des bourrelets pauvres en glace que sur la dépression centrale du lobe et que sur les pentes adjacentes riches en glace.

5.3 Modèle d'évolution du pergélisol sous un lobe de solifluxion

L'analyse de la cryostratigraphie du lobe de solifluxion a permis une meilleure compréhension des dynamiques d'évolution du pergélisol. Ces dernières agissent en réaction à l'apport de matériel en bas de pente et sont influencées à la fois par les conditions climatiques et par

différents aspects liés à la morphologie de surface du lobe, comme, la disponibilité en eau, la présence ou l'absence de végétation en surface et la durée et l'épaisseur de la couverture nivale.

Le modèle cryostratigraphique présenté à la Figure 22 démontre que la zone d'aggradation syngénétique riche en glace (caractérisée par des cryostructures stratifiées, lenticulaires et crustaliformes) était confinée à la dépression centrale du lobe. Cette dernière était entourée latéralement et en profondeur par une zone d'aggradation syngénétique pauvre en glace (caractérisée par des cryostructures interstitielles) typique des bourrelets périphériques. Les cryofaciès plus riches en glace, typiques de la pente ont été assumés comme étant tous issus de la même origine et ont été interprétés à l'aide des résultats GPR, comme étant les cryofaciès dominants de la pente. L'hypothèse qu'il s'agisse de glace de mer enfouie a par ailleurs été suggérée et est appuyée par les analyses isotopiques montrant des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ élevées et par l'histoire quaternaire de la région.

Nous proposons ainsi que de la glace de mer gelée à la base de Walker Hill (~19 m a.s.l.), aurait progressivement été enfouie et préservée dans le pergélisol par plusieurs processus de mouvements de masse pendant le soulèvement glacio-isostatique de l'île. Des coquillages collectés et datés à différentes élévations sur l'île (Crary 1960; Lyons et Mielke 1973; Lemmen 1989) et une courbe de rebond isostatique de la côte nord de l'île d'Ellesmere (Lyons et Mielke 1973), supportent qu'un enfouissement de glace de mer à ~19 m a.s.l. aurait pu commencer autour de 6000 BP et se poursuivre par la suite. L'accumulation progressive de matériel au-dessus de la glace de mer et le développement subséquent du lobe de solifluxion par le tri et la déformation du matériel de la pente auraient ensuite permis l'aggradation d'un pergélisol. Au fur et à mesure que le lobe se propagea vers le bas de pente, le pergélisol pauvre en glace graveleux du bourrelet frontal et la portion supérieure du matériel de la pente sous-jacente furent progressivement enfouis sous le cryofaciès riche en glace de la dépression centrale du lobe. Ceci permit l'établissement d'un pergélisol hétérogène caractérisé par la succession de zones riches et pauvres en glace servant de couche protectrice limitant le dégel de la glace massive d'origine marine enfouie.

Conclusion

Les mouvements de masse par solifluxion sont très répandus sur les pentes périglaciaires du Haut-Arctique. Toutefois, l'impact qu'ils ont sur l'évolution du pergélisol à travers le temps reste encore méconnu. Afin d'éclaircir cet aspect fondamental de l'étude du pergélisol, la cryostratigraphie d'un lobe de solifluxion a été étudiée et un modèle d'évolution du pergélisol a été proposé.

Notre étude de la cryostratigraphie d'un lobe de solifluxion sur WHI indique que l'évolution du pergélisol est grandement affectée par l'accumulation progressive de matériel en bas de pente. L'eau venant des combes à neige en amont, permet le tri vertical et latéral du matériel, ce qui change tranquillement la morphologie de la pente pour créer des lobes de solifluxion. Le lobe étudié est caractérisé par des bourrelets périphériques constitués d'un matériel grossier entourant une dépression longitudinale centrale constituée d'un matériel plus fin. La formation et le mouvement du lobe de solifluxion ont permis l'aggradation d'un pergélisol syngénétique avec des teneurs en glace variant en fonction de la morphologie du lobe pour créer des zones riches en glace sous la dépression centrale et des zones pauvres en glace sous les bourrelets périphériques. Le lobe a été créé sur une pente montrant de fortes teneurs en glace volumétriques et des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ élevées; l'hypothèse qu'il s'agisse de glace de mer enfouie a par ailleurs été suggérée.

L'écoulement d'eau dans la dépression centrale, sature le matériel et permet la création d'un couvert de végétation et la ségrégation de glace au fur et à mesure que le matériel s'accumule en surface. Ces conditions permettent la création d'un cryofaciès riche en glace et l'établissement d'une couche active relativement mince (en raison de l'important effet de chaleur latente de la glace à la fusion). Le matériel grossier (à forte conductivité hydraulique) dénudé de végétation des bourrelets périphériques évacue rapidement l'eau vers le bas de pente, ce qui permet une faible teneur en eau avant le regel et la création d'un cryofaciès pauvre en glace. La faible teneur en glace du matériel, l'absence de végétation et la mince couverture nivale de courte durée, contribuent à la grande susceptibilité au dégel des bourrelets et ainsi à une couche active plus épaisse et à un approfondissement marqué lors des années plus chaudes.

Nous suggérons que de la glace de mer gelée à la base de Walker Hill, aurait progressivement été enfouie et préservée dans le pergélisol pendant le soulèvement glacio-isostatique de l'île à partir d'environ 6000 ans avant l'actuel. L'accumulation progressive de matériel à la surface, ainsi que le développement et le déplacement du lobe de solifluxion auraient ensuite permis l'aggradation d'une succession de zones riches et pauvres en glace qui contribuèrent à l'enfouissement et à la préservation de la glace de mer sous-jacente.

Dans un contexte de changements climatiques et d'approfondissement de la couche active dans le Haut-Arctique, le dégel du pergélisol en profondeur sera retardé par les fortes teneurs en glace du pergélisol créé sous la dépression centrale du lobe. Il sera d'autre part plus rapide sous les bourrelets en raison de la faible teneur en glace du matériel. Toutefois, si le dégel de la zone riche en glace de la dépression centrale devait survenir, la fonte de la glace se traduirait en une perte de volume, ce qui créerait la subsidence de la dépression centrale du lobe et ce qui permettrait un drainage accru de l'eau de fonte au travers des bourrelets vers les chenaux d'écoulement présents en bas de pente.

Les conclusions tirées de ce mémoire sont typiques des lobes de solifluxion de type rocheux (*stone-banked*) caractérisés par des bourrelets périphériques et une dépression centrale, et pourraient bien ne pas être adaptées aux lobes végétalisés (*turf-banked*) des régions périglaciaires plus méridionales. En effet, les différences de matériel et de morphologie de ces lobes influenceraient très probablement la distribution de la glace dans le sol (i.e. distribution des zones riches et pauvres en glace), ce qui laisse croire que les changements climatiques pourraient avoir un impact varié en fonction du type de lobe de solifluxion considéré.

Davantage d'études devront être réalisées pour investiguer l'impact qu'ont les lobes de solifluxion ayant d'autres types de morphologies, d'autres couverts végétaux et étant issus d'autres environnements, sur l'évolution du pergélisol à travers le temps.

Bibliographie

- Abramov, A., Gruber, S., Gilichinsky, D. 2008. Mountain permafrost on active volcanoes: field data and statistical mapping, Klyuchevskaya volcano group, Kamchatka, Russia. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19(3): 261-277. DOI: 10.1002/ppp.622
- Åkerman, H.J. 1996. Slow mass movements and climatic relationships, 1972-1994, Kapp Linné, West Spitsbergen. Dans *Advances in hillslope processes*, Anderson, M.G., Brooks, S.M., (dir.), Wiley, Chichester, vol. 2: 1219-1256.
- Annan, A.P. 2004. Ground penetrating radar principles, procedures and applications. *Sensors and software*, Mississauga: 303.
- Antoniades, D., Francus, P., Pienitz, R., St-Onge, G., Vincent, W.F. 2011. Holocene dynamics of the Arctic's largest ice shelf. Dans *Proceedings of the national academy of sciences of the United States of America*, 22 novembre, 108(47): 18899-18904. DOI: 10.1073/pnas.1106378108
- ASTM Standard D2216-10. 2010. Standard test methods for laboratory determination of water (moisture) content of soil and rock by mass. *ASTM International*, West Conshohocken. DOI: 10.1520/D2216-10
- Belova, N.G., Solomatin, V.I., Romanenko, F.A. 2008. Massive ground ice on the Ural Coast of Baydaratskaya, Kara Sea, Russia. *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost*, 29 juin - 3 juillet, Douglas, L.K., Hinkel, K.M. (dir.), Fairbanks, Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks, vol. 1: 107-112.
- Benedict, J.B. 1970. Downslope soil movement in a Colorado alpine region: rates, processes, and climatic significance. *Arctic and Alpine Research*, 2(3): 165-226. DOI: 10.2307/1550306
- Benedict, J.B. 1976. Frost creep and gelifluction features: a review. *Quaternary Research*, 6(1): 55-76. DOI: 10.1016/0033-5894(76)90040-5
- Blott, S.J., Pye, K. 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(11): 1237-1248. DOI: 10.1002/esp.261

- Bonnaventure, P.P., Lamoureux, S.F. 2013. The active layer: A conceptual review of monitoring, modeling techniques and changes in a warming climate. *Progress in Physical Geography*, 37(3): 352-376. DOI: 10.1177/0309133313478314
- Bray, M.T., French, H.M., Shur, Y. 2006. Further cryostratigraphic observations in the CRREL permafrost tunnel, Fox, Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17(3): 233-243. DOI: 10.1002/ppp.558
- Bray, M.T. 2012. The influence of cryostructure on the creep behavior of ice-rich permafrost. *Cold Regions Science and Technology*, 79-80: 43-52. DOI: 10.1016/j.coldregions.2012.04.003
- Burn, C.R. 1997. Cryostratigraphy, paleogeography, and climate change during the early Holocene warm interval, western Arctic coast, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 34(7): 912-925. DOI: 10.1139/E97-137
- Centre d'études nordiques (CEN). 2016 Environmental data from Northern Ellesmere Island in Nunavut, Canada. v. 1.1 (2002-2014), *Nordicana D1*, DOI: 10.5885/44985SL-8F203FD3ACCD4138
- Coulombe, S., Fortier, D., Shur, Y., Kanevskiy, M., Lacelle, D. 2015. Cryofacies and cryostructures of massive ice found on Bylot Island, Nunavut. *Proceedings of the 7th Canadian Permafrost Conference*, 20-23 septembre, 2015, Quebec City GeoQuebec.
- Crary, A.P. 1960. Arctic ice island and ice shelf studies. Part II. *Arctic*, 13(1): 32-50. DOI: <http://dx.doi.org/10.14430/arctic3687>
- Darcy, H. 1856. *Les fontaines publiques de la ville de Dijon*. Victor Dalmont, Paris : 647.
- Davis, J.L., Annan, A.P. 1989. Ground Penetrating Radar for High-Resolution Mapping of Soil and Rock Stratigraphy. *Geophysical Prospecting*, 37(5): 531-551. DOI: 10.1111/j.1365-2478.1989.tb02221.x
- De Grandpré, I., Fortier, D., Stephani, E. 2012. Degradation of permafrost beneath a road embankment enhanced by heat advected in groundwater. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 49(8): 953-962. DOI: 10.1139/E2012-018
- Dobinski, W. 2011. Permafrost. *Earth-Science Reviews*, 108(3-4): 158-169. DOI: 10.1016/j.earscirev.2011.06.007
- Douglas, T.A., Fortier, D., Shur, Y., Kanevskiy, M., Guo, L., Cai, Y., Bray, M.T. 2011. Biogeochemical and geocryological characteristics of wedge and thermokarst-cave ice

- in the CRREL permafrost tunnel, Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 22(2): 120-128. DOI: 10.1002/ppp.709
- England, J. 1978. The geology of northeastern Ellesmere Island, N.W.T., Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15(4): 603-617. DOI: 10.1139/e78-065.
- Environment Canada. 2015. Canadian Climate Normals. 1981-2010, Alert (online database). (Toronto: Meteorological Service of Canada) sur le site (http://climate.weather.gc.ca/climate_normals/), [Web, Online, 12 mai 2015].
- Etzelmüller B. 2013. Recent advances in mountain permafrost research. *Permafrost and Periglacial Processes*, 24(2): 99–107. DOI:10.1002/ppp.1772
- van Everdingen, R. 1988. *Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms*. 2^e éd. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center.
- Folk, R.L. 1954. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature. *Journal of Geology*, 62(4): 344-359. doi: 10.1086/626171.
- Fortier, D., Allard, M. 2004. Late Holocene syngenetic ice-wedge polygons development, Bylot Island, Canadian arctic archipelago. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41(8): 997-1012. DOI: 10.1139/E04-031
- Fortier, D., Kanevskiy, M., Shur, Y. 2008. Genesis of reticulate-chaotic cryostructure in permafrost. *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost*, 23 juin – 3 juillet, Kane, D.L., Hinkel, K.M. (dir.), University of Alaska, Fairbanks, Alaska: 451-456. DOI: 10.13140/2.1.4703.3929.
- French, H.M., Pollard, W.H. 1986. Ground-ice investigations, Klondike District, Yukon Territory. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23(4): 550-560. DOI: 10.1139/e86-055
- French, H.M., Harry D.G. 1988. Nature and origin of ground ice, Sandhills Moraine, Southwest Banks Island, Western Canadian Arctic. *Journal of Quaternary Science*, 3(1): 19-30. DOI: 10.1002/jqs.3390030105
- French, H.M., Harry, D.G. 1990. Observations on buried glacier ice and massive segregated ice, Western Arctic Coast, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1(1): 31-43. DOI: 10.1002/ppp.3430010105
- French, H.M. 1998. An Appraisal of Cryostratigraphy in North-West Arctic Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9(4): 297-312. DOI: 10.1002/(SICI)1099-1530(199810/12)9:4<297::AID-PPP296>3.0.CO;2-B

- French, H.M., 2007. *The Periglacial Environment*. John Wiley and Sons, Chichester, 3^e éd.: 478. DOI: 10.1002/9781118684931.ch1
- French, H.M., Shur, Y. 2010. The principles of cryostratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 101(3-4): 190-206. DOI: 10.1016/j.earscirev.2010.04.002
- Fritz, M., Wetterich, S., Meyer, H., Schirmeister, L., Lantuit, H., Pollard, W.H. 2011. Origin and characteristics of massive ground ice on Herschel Island (Western Canadian Arctic) as revealed by stable water isotope and hydrochemical signatures. *Permafrost and Periglacial Processes*, 22(1): 26-38. DOI: 10.1002/ppp.714
- Froese, D.G., Zazula, G.D., Reyes, A.V. 2006. Seasonality of the late Pleistocene Dawson tephra and exceptional preservation of a buried riparian surface in central Yukon Territory, Canada. *Quaternary Science Reviews*, 25(13-14): 1542-1551. DOI: 10.1016/j.quascirev.2006.01.028
- Grab, S. 2000. Stone-banked lobes and environmental implications, High Drakensberg, southern Africa. *Permafrost and Periglacial processes*, 11(3): 177-187. DOI: 10.1002/1099-1530(200007/09)11:3<177::AID-PPP349>3.0.CO;2-R
- Gravis, G.F. 1969. Slope sediments of Yakutia. *Nauka*, Moscow: 128. (en Russe)
- Gray, J.T., Pilon, J.A., Poitevin, J. 1979. Le pergélisol et la couche active dans la toundra forestière au sud de la baie aux Feuilles, Nouveau-Québec. *Géographie Physique et Quaternaire*, 33(3-4): 253-264. DOI: 10.7202/1000362ar
- Gray, J.T., Davesne, G., Fortier, D., Godin, E. 2016. The thermal regime of mountain permafrost at the summit of Mont Jacques-Cartier in the Gaspé Peninsula, Québec, Canada: a 37 year record of fluctuations showing an overall warming trend. *Permafrost and Periglacial Processes*. DOI: 10.1002/ppp.1903
- Guodong, C. 1983. The Mechanism of repeated-segregation for the formation of thick layered ground ice. *Cold Regions Science and Technology*, 8(1): 57-66. DOI: 10.1016/0165-232X(83)90017-4
- Haas, C., Hendricks, S., Eicken, H., Herber, A. 2010. Synoptic airborne thickness surveys reveal state of Arctic sea ice cover. *Geophysical Research Letters*, 37(9): L09501. DOI: 10.1029/2010GL042652

- Harris, C. 1987. Mechanism of mass movement in periglacial environments. Dans *Slope stability*, Anderson, M.G., Richards, K.S., (dir.), John Wiley and Sons, Chichester: 531-559.
- Harris, C., Davies, M.C.R., Coutard, J.-P. 1997. Rates and processes of periglacial solifluction: an experimental approach. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22(9): 849-868. DOI: 10.1002/(SICI)1096-9837(199709)22:9<849::AID-ESP784>3.0.CO;2-U
- Harris, C., Kern-Luetsch, M., Murton, J., Font, M., Davies, M., Smith, F. 2008a. Solifluction processes on permafrost and non-permafrost slopes: results of a large-scale laboratory simulation. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19(4): 359-378. DOI: 10.1002/ppp.630.
- Harris, C., Kern-Luetsch, M., Smith, F., Isaksen, K. 2008b. Solifluction processes in an area of seasonal ground freezing, Dovrefjell, Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19(1): 31-47. DOI: 10.1002/ppp.609
- Harris, C., Smith, J.S., Davies, M., Rea, B. 2008c. An investigation of periglacial slope stability in relation to soil properties based on physical modelling in the geotechnical centrifuge. *Geomorphology*, 93(3-4): 437-459. DOI: 10.1016/j.geomorph.2007.03.009
- Harrison, S., Macklin, M.G. 1991. Form and size characteristics of clasts on stone-banked solifluction lobes, Okstindan, North Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift – Norwegian Journal of Geography*, 45(3): 155-160. DOI: 10.1080/00291959108552268
- Harry, D.G., French, H.M., Pollard, W.H. 1988. Massive ground ice and ice-cored terrain near Sabine Point, Yukon Coastal Plain. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25(11): 1846-1856. DOI: 10.1139/e88-174
- Ingolfsson, O., Lokrantz, H. 2003. Massive ground ice body of glacial origin at Yugorski Peninsula, Arctic Russia. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14(3): 199-215. DOI: 10.1002/ppp.455
- IPCC. 2013. Working Group 1 Contribution to the IPCC Fifth assessment Report, Climate Change 2013: The Physical Science Basis. *Working Groups I-Twelth Session, Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Stockholm: 2216.

- Jeffries, M.O., Krouse, H.R. 1988. Salinity and isotope analysis of some multi-year landfast sea-ice cores, northern Ellesmere Island, Canada. *Annals of Glaciology*, 10: 63-67.
- Jeffries, M.O., Sackinger, W.M., Krouse, H.R., Serson, H.V. 1988. Water circulation and ice accretion beneath Ward Hunt ice shelf (northern Ellesmere Island, Canada), deduced from salinity and isotope analysis of ice cores. *Annals of Glaciology*, 10: 68-72.
- Jeffries, M.O., Sackinger, W.M. 1989. Some measurements and observations of very old sea ice and brackish ice, Ward Hunt ice shelf, N.W.T. *Atmosphere-Ocean*, 27(3): 553-564. DOI: 10.1080/07055900.1989.9649352
- Kanevskiy, M. 2003. Cryogenic structure of mountain slope deposits, northeast Russia. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, 21-25 juillet, Phillips, M., Springman, S., Arenson, L. (dir.), Zurich, Swets & Zeitlinger B.V., Lisse, vol. 1: 513-518.
- Kanevskiy, M., Fortier, D., Shur, Y., Bray, M., Jorgenson, M.T. 2008. Detailed cryostratigraphic mapping of syngenetic permafrost in the winze of the CRREL permafrost tunnel, Fox, Alaska. *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost*, 23 juin – 3 juillet, Kane, D.L., Hinkel, K.M. (dir.), University of Alaska, Fairbanks, Alaska: 889-894.
- Kanevskiy, M., Shur, Y., Fortier, D., Jorgenson, M.T., Stephani, E. 2011. Cryostratigraphy of late Pleistocene syngenetic permafrost (yedoma) in northern Alaska, Itkillik River exposure. *Quaternary Research*, 75(3): 584-596. DOI: 10.1016/j.yqres.2010.12.003
- Kanevskiy, M., Jorgenson, T., Shur, Y., O'Donnell, J.A., Harden, J.W., Zhuang, Q., Fortier, D. 2014. Cryostratigraphy and permafrost evolution in the lacustrine lowlands of West-Central Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 25(1): 14-34. DOI: 10.1002/ppp.1800
- Kinnard, C., 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. DOI: 10.1002/ppp.530
- Kotler, E., Burn, C.R. 2000. Cryostratigraphy of the Klondike “muck” deposits, west-central Yukon Territory. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37(6): 849-861. DOI: 10.1139/cjes-37-6-849

- Lacelle, D., Lauriol, B., Clark, I.D., Cardyn, R., Zdanowicz, C. 2007. Nature and origin of a Pleistocene-age massive ground-ice body exposed in the Chapman Lake moraine complex, central Yukon Territory, Canada. *Quaternary Research*, 68(2): 249-260. DOI: 10.1016/j.yqres.2007.05.002
- Lacelle, D., St-Jean, M., Lauriol, B., Clark, I.D., Lewkowicz, A., Froese, D.G., Kuehn, S.C., Zazula, G. 2009. Burial and preservation of a 30,000 year old perennial snowbank in Red Creek valley, Ogilvie Mountains, central Yukon, Canada. *Quaternary Science Reviews*, 28(27-28): 3401-3413. DOI: 10.1016/j.quascirev.2009.09.013
- Lacelle, D. 2011. On the $\delta^{18}\text{O}$, δD and D-excess relations in meteoric precipitation and during equilibrium freezing: theoretical approach and field examples. *Permafrost and Periglacial Processes*, 22(1): 13-25. DOI: 10.1002/ppp.712
- Lacelle, D., Vasil'Chuk, Y.K. 2013. Recent progress (2007-2012) in permafrost isotope geochemistry, *Permafrost and Periglacial Processes*, 24(2): 138-145. DOI: 10.1002/ppp.1768
- Lapalme, C.M., Lacelle, D., Fortier, D., Davila, A., Pollard, W., McKay, C.P. Cryostratigraphy of vapour-deposited and liquid-derived ground ice in permafrost using CT-scanning: a case study from University Valley, McMurdo Dry Valleys of Antarctica. soumis, *Permafrost and Periglacial Processes*.
- Lemmen, D.S. 1988. *The glacial history of Marvin Peninsula, northern Ellesmere Island, and Ward Hunt Island, High Arctic Canada* (Thèse de doctorat). Université de l'Alberta.
- Lemmen, D.S. 1989. The last glaciation of Marvin Peninsula, northern Ellesmere Island, High Arctic, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26(12): 2578-2590. DOI: 10.1139/e89-220
- Lemmen, D.S., England, J. 1992. Multiple glaciations and sea level changes, northern Ellesmere Island, High Arctic Canada. *Boreas*, 21(2): 137-152. DOI: 10.1111/j.1502-3885.1992.tb00021.x
- Lorrain, R.D., Demeur, P. 1985. Isotopic evidence for relic Pleistocene glacier ice on Victoria Island, Canadian Arctic Archipelago. *Arctic and Alpine Research*, 17(1): 89-98. DOI: 10.2307/1550964
- Lyons, J.B., Mielke, J.E. 1973. Holocene history of a portion of northernmost Ellesmere Island, *Arctic*, 26(4): 314-323. DOI: <http://dx.doi.org/10.14430/arctic2930>

- Mackay, J.R. 1971. The origin of massive icy beds in permafrost, Western Arctic Coast, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(4): 397-422. DOI: 10.1139/e71-043
- Mackay, J.R. 1972. The world of underground ice. *Annals of the Association of American Geographers*, 62(1): 1-22. DOI: 10.1111/j.1467-8306.1972.tb00839.x
- Mackay, J.R. 1981. Active layer slope movement in a continuous permafrost environment, Garry Island, Northwest Territories, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(11): 1666-1680. DOI: 10.1139/e81-154
- Mackay, J.R. 1983. Oxygen isotope variations in permafrost, Tuktoyaktuk Peninsula area, Northwest Territories. Dans *Current Research, Part B, Geological Survey of Canada*, paper 83-1B, 67-74.
- Mackay, J.R. 1989. Massive ice: some field criteria for the identification of ice types. *Current Research Part G, Geological survey of Canada*, Paper 89-1G: 5-11.
- Mackay, J.R., Dallimore, S.R. 1992. Massive ice of the Tuktoyaktuk area, Western Arctic Coast, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29(6): 1235-1249. DOI: 10.1139/e92-099
- Matsumoto, H., Yamada, S., Hirakawa, K. 2010. Relationship between ground ice and solifluction : field measurements in the Daisetsu Mountains, Northern Japan. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(1): 78-89. DOI: 10.1002/ppp.675
- Matsuoka, N. 2001. Solifluction rates, processes and landforms: a global review. *Earth-Science Reviews*, 55(1-2): 107-134. DOI: 10.1016/S0012-8252(01)00057-5
- Michel, F.A., Fritz, P. 1982. Significance of isotope variations in permafrost waters at Illisarvik, N.W.T. *Proceedings of the 4th Canadian Permafrost Conference; the Roger J.E. Brown memorial volume*, 2-6 mars, 1981, Calgary, vol. 19810302: 173-181.
- Michel, F.A. 2011. Isotope characterisation of ground ice in Northern Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 22(1): 3-12. DOI : 10.1002/ppp.721
- Miller, G.H., Lehman, S.J., Refsnider, K.A., Southon, J.R., Zhong, Y. 2013. Unprecedented recent summer warmth in Arctic Canada. *Geophysical Research Letters*, 40(21): 5745-5751. DOI: 10.1002/2013GL057188
- Murton, J.B., French, H.M. 1994. Cryostructures in permafrost, Tuktoyaktuk coastlands, Western Arctic, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 31(4): 737-747. DOI: 10.1139/e94-067

- Nelson, F.E., Brown, J. 1997. Global change and permafrost. *Frozen Ground*, 21: 21-24.
- Nicholson, F.H. 1979. Permafrost spatial and temporal variations near Schefferville, Nouveau-Québec, *Géographie Physique et Quaternaire*, 33(3-4) : 265-277. DOI: 10.7202/1000363ar
- Nikolayev, V.I., Mikhalev, D.V. 1995. An oxygen-isotope paleothermometer from ice in Siberian permafrost. *Quaternary Research*, 43(1): 14-21. DOI: 10.1006/qres.1995.1002
- Paquette, M., Fortier, D., Mueller, D.R., Sarrazin, D., Vincent, W.F. 2015. Rapid disappearance of perennial ice on Canada's most northern lake. *Geophysical Research Letters*, 42(5): 1433-1440. DOI: 10.1002/2014GL062960
- Pihlainen, J.A., Johnston, G.H. 1963. Guide to a field description of permafrost for engineering purposes. *National Research Council of Canada*, Associate Committee on Soil and Snow Mechanics, technical memorandum 79.
- Rampton, V.N. 1988. Origin of massive ground ice on Tuktoyaktuk Peninsula, Northwest Territories, Canada: a review of stratigraphic and geomorphic evidence, *Proceedings of the 5th International Conference on Permafrost*, 2-5 août, Senneset, K. (dir.), Tapir Publishers, Trondheim, vol. 1: 850-855.
- Ridefelt, J.A., Boelhouwers, T., Eiken, T. 2009. Measurement of solifluction rates using multi-temporal aerial photography. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34(5): 725-737. DOI: 10.1002/esp.1773
- Ritter, D.F., Kochel, R.C. Miller, J.R. 2011. *Process Geomorphology*. Waveland Press inc., Illinois, 5^e éd.: 652.
- Rogov, V.V., Perednya, D.D., Leibmann, M.O., Vasiliev, A.A., Kizyakov, A.I. 2003. Tabular ground ice : cryolithological construction and crystalline structure. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, 21-25 juillet, Phillips, M., Springman, S., Arenson, L. (dir.), Zurich, Swets & Zeitlinger B.V., Lisse, vol. 1: 977-982.
- Sarrazin, D. 2001. *Caractérisation du pergélisol à l'aide d'une méthode géophysique aux abords de l'embouchure de la Nastapoka* (Mémoire de maîtrise). Université Laval.
- Sassa, K., Fukuoka, H., Wang, F., Wang, G. 2007. *Progress in Landslide Science*. 1^{ère} éd.: Springer. DOI: 10.1007/978-3-540-70965-7.

- Schirrmeister, L., Froese, D., Tumskey, V., Grosse, G., Wetterich, S. 2013. Yedoma: Late Pleistocene Ice-Rich Syngenetic Permafrost of Beringia. Dans *Encyclopedia of Quaternary Science*, 2^e éd.: 542-552.
- Shur, Y. 1982. Syngenetic horizon of epigenetic permafrost. In Zhestkova, T.N. Formation of cryogenic structure of soils. *Nauka*, Moscow: 168-172. (en Russe)
- Shur, Y. 1988. The upper horizon of permafrost soil, *Proceeding of the 5th International Conference on Permafrost*, Tapir Publishers, Trondheim, vol. 1: 867-871.
- Shur, Y., Jorgenson, M.T. 1998. Cryostructure development on the floodplain of the Colville River Delta, Northern Alaska. *Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost*, 23-27 juin, Lewkowicz, A.G., Allard, M. (dir.). Collection Nordicana 57. Centre d'études Nordiques, Université Laval, Québec : 993-999.
- Shur, Y., French, H.M., Bray, M.T., Anderson, D.A. 2004. Syngenetic permafrost growth: cryostratigraphic observations from the CRREL tunnel near Fairbanks, Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(4): 339-347. DOI: 10.1002/ppp.486
- Shur, Y., Hinkel, K.M., Nelson, F.E. 2005. The transient layer: implications for geocryology and climate-change science. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16(1): 5-17. DOI: 10.1002/ppp.518
- Shur, Y., Jorgenson, M.T., and Kanevskiy, M. 2011. Permafrost. Dans *Encyclopedia of Earth Sciences Series, Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Singh, V.P., Singh, P., Haritashya, U.K. (dir.), Springer, Dordrecht, Netherlands: 841-848. DOI: 10.1007/978-90-481-2642-2.
- Smith, S.L., Burgess, M.M., Taylor, A.E. 2003. High Arctic permafrost observatory at Alert, Nunavut – analysis of a 23 year data set. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, 21-25 juillet, Phillips, M., Springman, S., Arenson, L. (dir.), Zurich, Swets & Zeitlinger B.V., Lisse, 8(2): 1073-1078.
- Smith, L.S., Throop, J., Lewkowicz, A.G. 2012. Recent changes in climate and permafrost temperatures at forested and polar desert sites in northern Canada. *Canadian of Earth Sciences*, 49(8): 914-924. DOI: 10.1139/e2012-019
- Stephani, E., Fortier, D., 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). *Proceeding of the 6th Canadian Conference on Permafrost and 63rd*

- Canadian Geotechnical Conference*, 12-16 septembre, Calgary, GeoCalgary 2010: 476-483. DOI: 10.13140/2.1.2467.2961
- Stephani, E., Fortier, D., Shur, Y., Fortier, R., Doré, G. 2014. A geosystems approach to permafrost investigations for engineering applications, an exemple from a road stabilization experiment, Beaver Creek, Yukon, Canada. *Cold Regions Science and Technology*, 100: 20-35. DOI: 10.1016/j.coldregions. 2013.12.006
- Tika, Th., Kallioglou, P., Pitilakis, K. 1999. Laboratory measurement of dynamic properties of natural soils. *Proceedings of the 2nd International Symposium on Pre-Failure Deformation Characteristics of Geomaterials*, 28 - 30 septembre, Jamiolkowski, M., Lancellotta, R., Presti, D.Lo. (dir.), Department of Structural and Geotechnical Engineering, Politecnico di Torino, Turin, Italy, vol. 1: 239-244.
- Trettin, H. 1991. Geology of the Innuitian orogeny and Arctic platform of Canada and Greenland. *Geological Survey of Canada*, Ottawa, Ontario.
- Udden, J.A. 1914. Mechanical composition of clastic sediments. *Bulletin of the Geological Society of America*, 25(1): 655-744.
- UNEP. 2011. Policy implications of warming permafrost. sur le site (<http://www.unep.org/pdf/permafrost.pdf>), [Web, Online, 6 décembre 2012].
- Van Steijn, H., Bertran, P., Francou, B., Héту, B., Texier, J.P. 1995. Models for the genetic and environmental interpretation of stratified slope deposits: review. *Permafrost and Periglacial Processes*, 6(2): 125-146. DOI: 10.1002/ppp.3430060210
- Verpaelst, M., Fortier, D. Syngenetic permafrost formation and aggradation of ground ice in stone-banked solifluction lobes on polar desert slopes, Ward Hunt Island, Canadian High Arctic. soumis, *Arctic Science*.
- Vincent, W.F., Fortier, D., Lévesque, E., Boulanger-Lapointe, N., Tremblay, B., Sarrazin, D., Antoniadou, D., Mueller, D.R. 2011. Extreme ecosystems and geosystems in the Canadian High Arctic: Ward Hunt Island and vicinity. *Ecoscience*, 18(3): 236-261. DOI: 10.2980/18-3-3448
- Vincent, W., Paquette, M., Fortier, D. 2014. Stable Isotope (H₂O) in Ward Hunt Lake, Northern Ellesmere Island. *Polar Data Catalogue*, Données inédites. www.polardata.ca/pdcsearch/PDCSearchDOI.jsp?doi_id=11874

- Washburn, A.L. 1999. A High Arctic frost-creep/gelifluction slope, 1981–89: Resolute Bay, Cornwallis Island, Northwest Territories, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10(2): 163–186. DOI: 10.1002/(SICI)1099-1530(199904/06)10:2<163::AID-PPP315>3.0.CO;2-B
- Wentworth, C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, 30(5): 377-392.
- Williams, P.J., and Smith, M.W. 1989. *The frozen earth – Fundamentals of geocryology*. Cambridge University Press, Melbourne: 306.
- Zhang, T., Barry, R.G., Knowles, K., Heginbottom, J.A., Brown, J. 2008. Statistics and characteristics of permafrost and ground-ice distribution in Northern Hemisphere. *Polar Geography*, 31(1-2): 47-68. DOI: 10.1080/10889370802175895
- Zhigarev, L.A. 1967. Causes and mechanisms of solifluction. *Nauka*, Moscow: 158. (en Russe).

Annexes

Les annexes qui suivent sont liées aux *chapitres-articles* 3 et 4. Par soucis d'homogénéité par rapport aux articles rédigés, les annexes sont présentées en anglais.

Annexe 1 – Pictures and scans of the cores

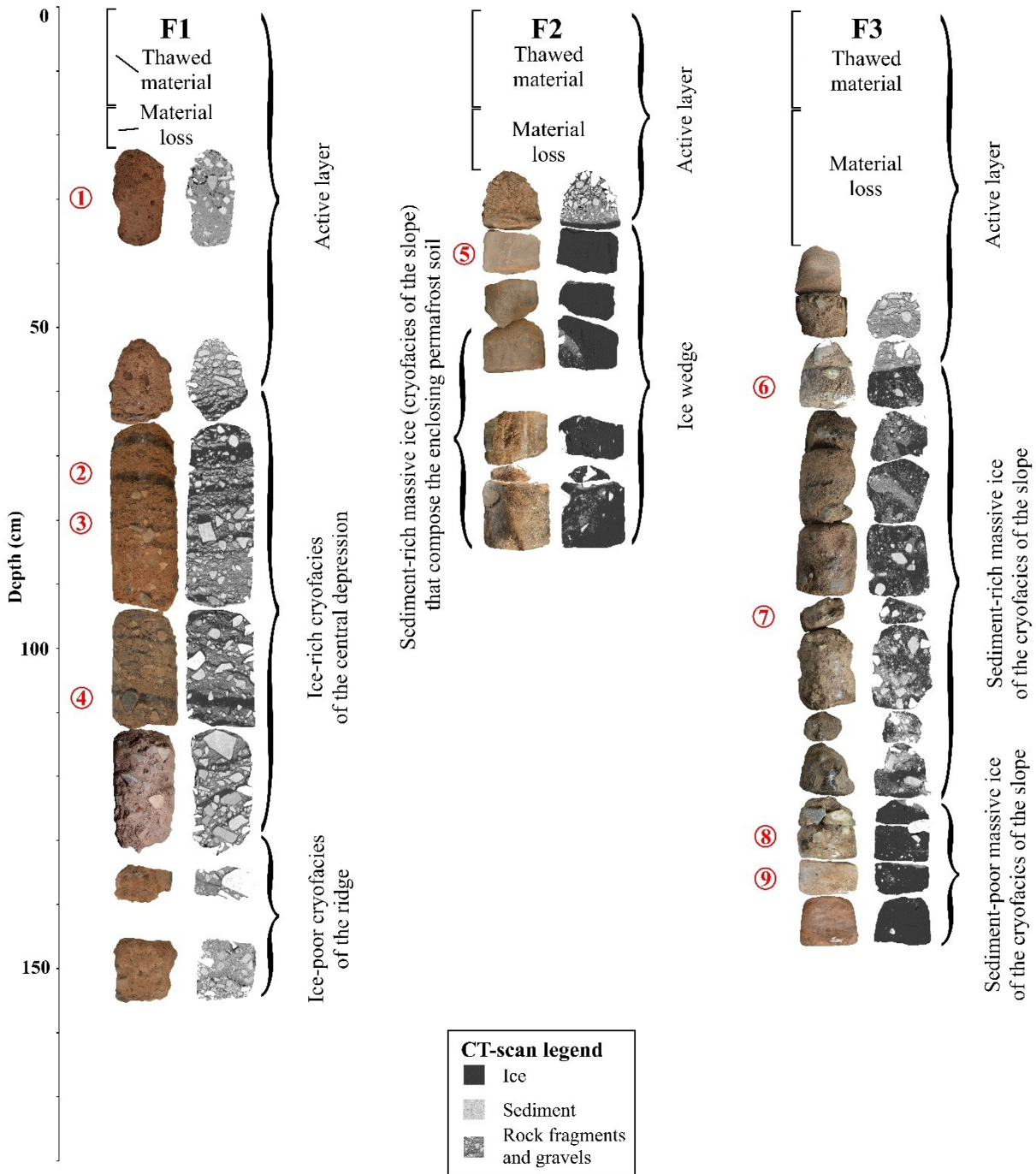


Figure 1 – 1. Pictures and tomodesitometric images of the samples of boreholes F1, F2 and F3. The annotations in red (1 to 9) are presented in Figure 1 – 3.

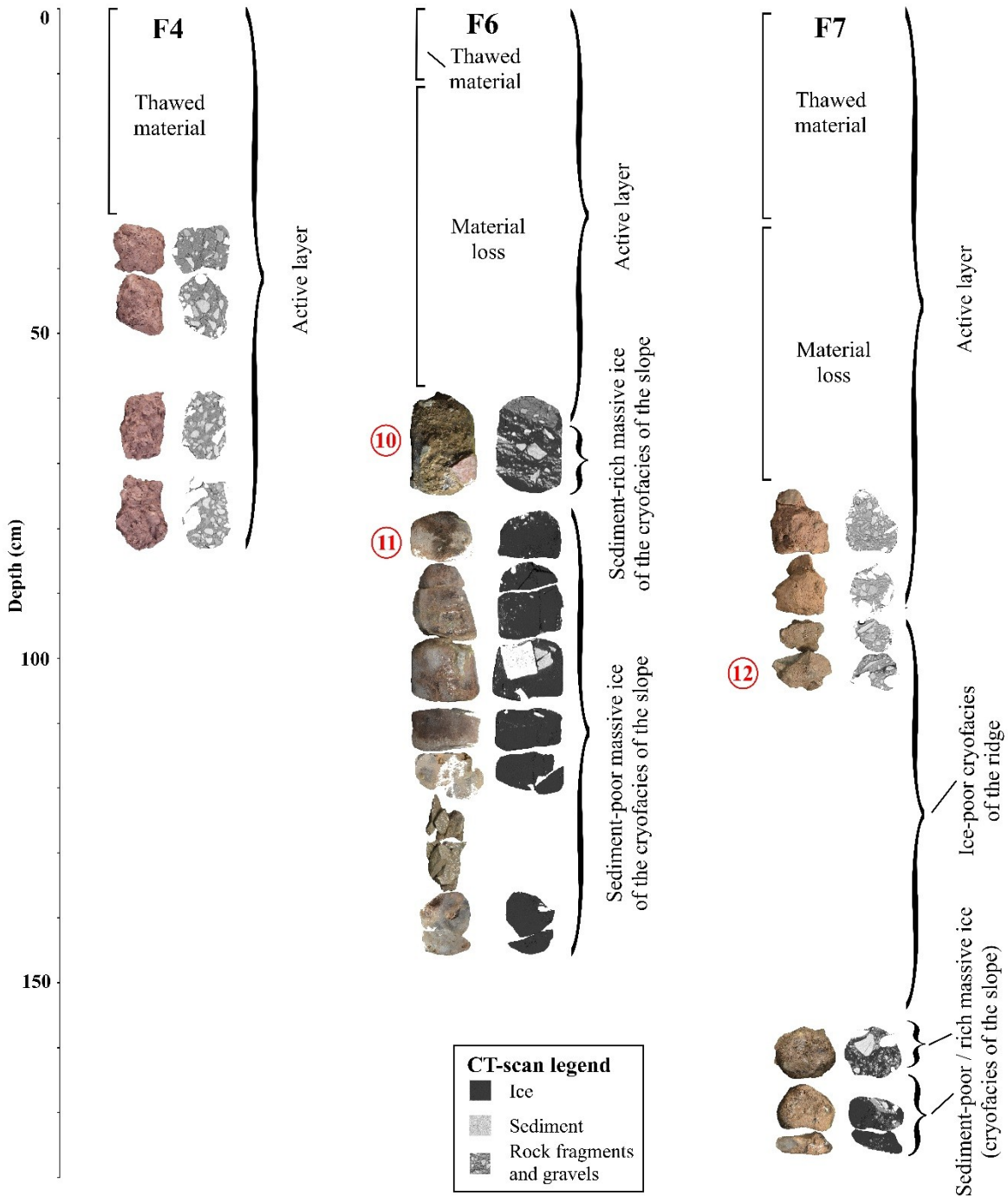


Figure 1 – 2. Pictures and tomodesitometric images of the samples of boreholes F4, F6 and F7. The annotations in red (10, 11, 12) are presented in Figure 1 – 3.

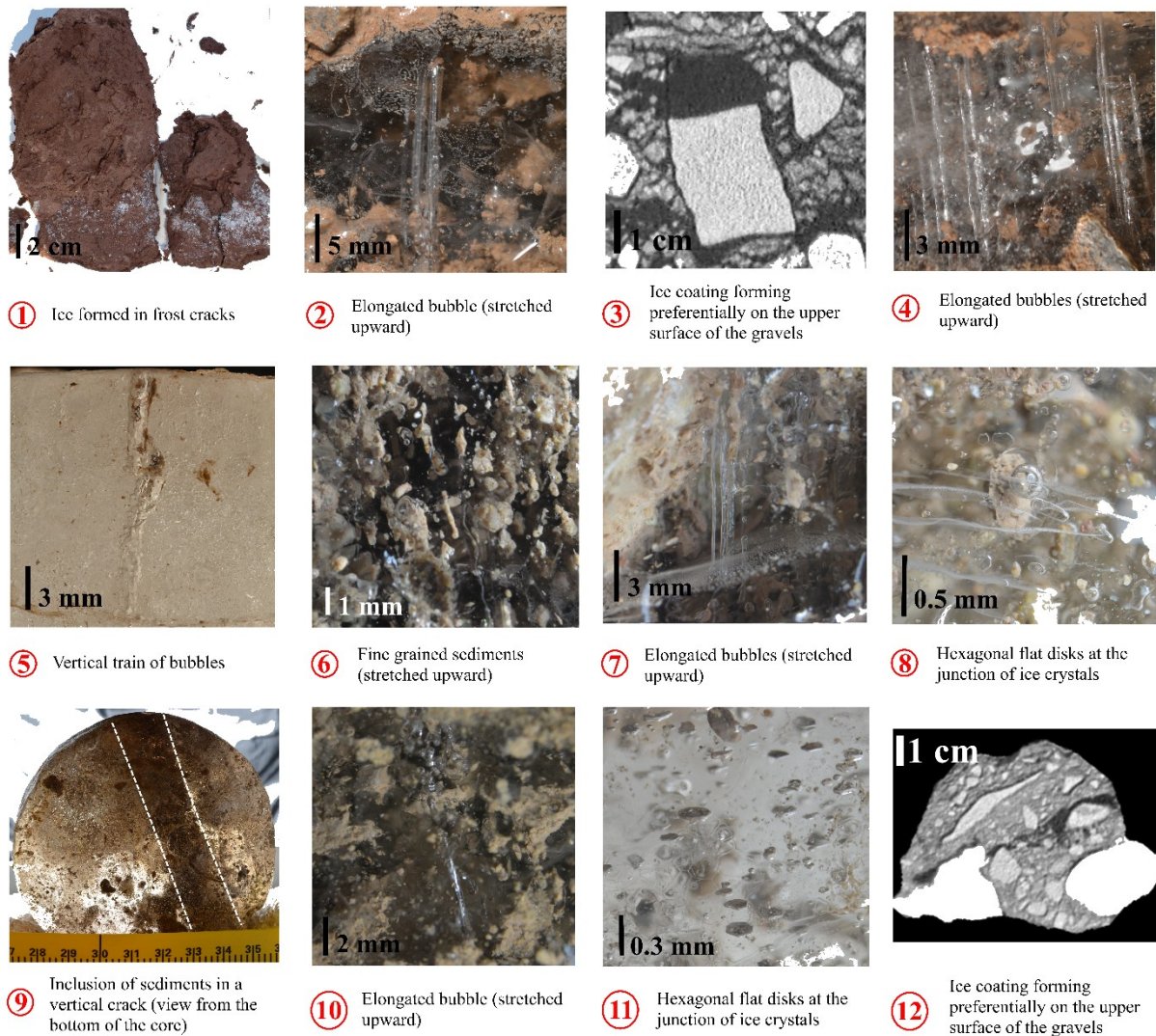


Figure 1 – 3. This figure presents the annotations of the figures 1-1 and 1-2. Ice vein in a frost crack (1). The presence of elongated bubbles (stretched upward) (2, 4, 7, 10) and of ice coating forming on the upper surface of the gravels (3, 12) are indicators of a freezing front moving from the bottom up and suggests a syngenetic aggradation of permafrost. A 5 cm long train of bubbles observed in the ice (5), suggests frost cracking of the ice and is supported by the presence of an ice wedge. Fine sediments stretched upward (6) support the hypothesis that ice segregation formed the sediment-rich massive ice of the cryofacies of the slope. Hexagonal flat disks at the junction of the ice crystals (8, 11) are observed in the sediment-poor massive ice of the cryofacies of the slope. A vertical inclusion of sediments (9) presumably filling a frost crack is observed in the sediment-poor massive ice of the cryofacies of the slope at depth.

Annexe 2 - Stable isotope analysis method

Results of water oxygen ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) and hydrogen ($^2\text{H}/^1\text{H}$) stable isotopic ratios were presented using the δ notation and were expressed in part per thousand (‰) with respect to Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW) using:

$$\delta^{18}\text{O} \text{ or } \delta^2\text{H} = \left(\frac{\text{IR}_{\text{sample}}}{\text{IR}_{\text{standard}}} - 1 \right) * 1000$$

where IR is the isotope ratio $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ or $^2\text{H}/^1\text{H}$. Permafrost cores were cut in samples about 5 cm thick. A positive $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ value indicates an enrichment of the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ isotopes in comparison to the VSMOW, and a negative value indicates a depletion (Boike and Hubberten 1998). Samples were melted in the laboratory, filtered with 0.45 μm filters and then poured in HDPE 30 ml bottles.

Oxygen and hydrogen measurements were carried at the laboratory of stable isotopes of the GEOTOP at the University of Quebec in Montreal (UQAM), using a Micromass IsoprimeTM isotope ratio mass spectrometer in dual inlet coupled to an AquaprepTM following the equilibration method. For each analysis, 200 μl of water was equilibrated at 40 °C for 7 hours for $\delta^{18}\text{O}$ and for 4 hours for $\delta^2\text{H}$ (using platinum catalysts). The internal 1 σ error was $\pm 0.05\%$ for $\delta^{18}\text{O}$ and $\pm 1\%$ for $\delta^2\text{H}$. Raw data were corrected with a calibration regression made out with reference waters: $\delta^{18}\text{O} = -6.71\%$, -13.98% and -20.31% ; $\delta^2\text{H} = -51.0\%$, -99.9% and -155.4% . The reference waters were normalised on the VSMOW-SLAP (SLAP - *Standard Light Antarctic Precipitation*) scale.

A more extended oxygen and hydrogen analysis of the samples was also carried at the CryoLab for Arctic, Antarctic and Planetary Studies (CLAAPS) at the University of Ottawa, using a Los Gatos Research enhanced performance liquid water analyzer coupled to a CTC LC-PAL autosampler for simultaneous $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^2\text{H}/^1\text{H}$ ratios measurements of H_2O . All measured water samples were verified for spectral contaminants using the LGR spectral interference contamination identifier software. Analytical reproducibility for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ was $\pm 0.1\%$ and $\pm 0.5\%$, respectively.

Annexe 3 - GPR profiles processing

The GPR profiles were analyzed with the softwares EKKO Project V2 R3 and EKKO View Deluxe R4 (Sensors and Software) and processed using a DEWOW filter to remove the very low frequencies, an horizontal spatial filter and a vertical temporal filter to enhance the flat lying discontinuities, a lowpass temporal filter to cut out the higher frequencies to get rid of the noise and an SEC2 gain to accentuate the signal. Topographical corrections, based on the spatial station survey, were applied to the GPR profiles.

GPR profiles processing	
Correction	Purpose
DEWOW filter	To remove very low frequencies
Horizontal spatial filter	To enhance the flat lying discontinuities
Vertical temporal filter	
Lowpass temporal filter	To cut out the higher frequencies to get rid of the noise
SEC2 gain	To accentuate the signal
Topographical (GNSS and spatial station surveys)	To analyze the profiles according to the morphology of the lobe

Figure 3 – 1. GPR processing applied to the different profiles.

Annexe 4 – GPR profiles of the solifluction lobe and of the slope

The GPR profiles T1 and T2 were presented in section 4.4.3 (Figure 30, Figure 31 and Figure 32). In this Appendix, we present additional GPR profiles showing the widespread distribution of the massive ice, interpreted as buried sea ice, at depth. For depth analysis purposes, all GPR profiles are also presented with no topographic adjustments.

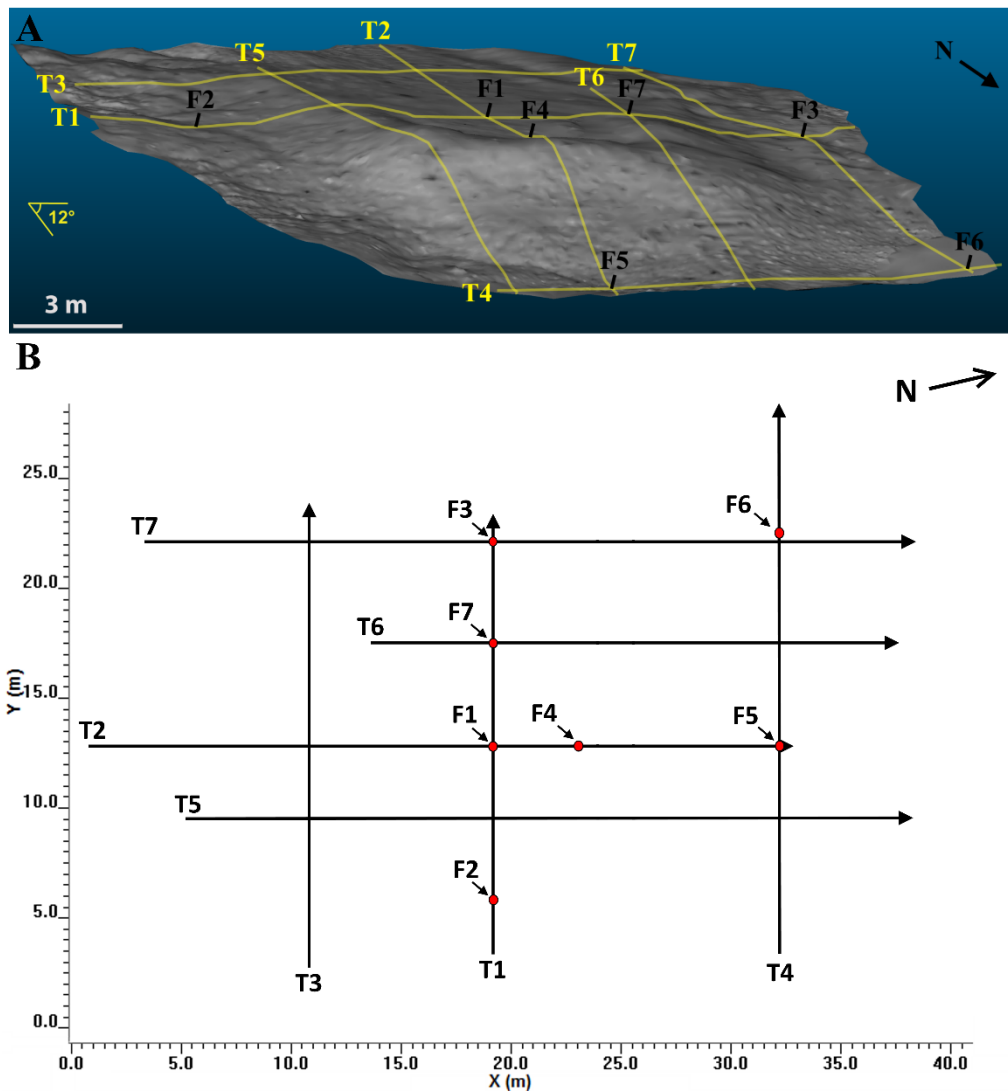


Figure 4 – 1. A) 3D laser scan of the solifluction lobe with the location of the boreholes (F1 to F7) and of the GPR transects (T1 to T7); B) Transversal and longitudinal GPR transects T1 to T7 and the borehole locations in function of a relative X, Y grid used to analyse the GPR profiles.

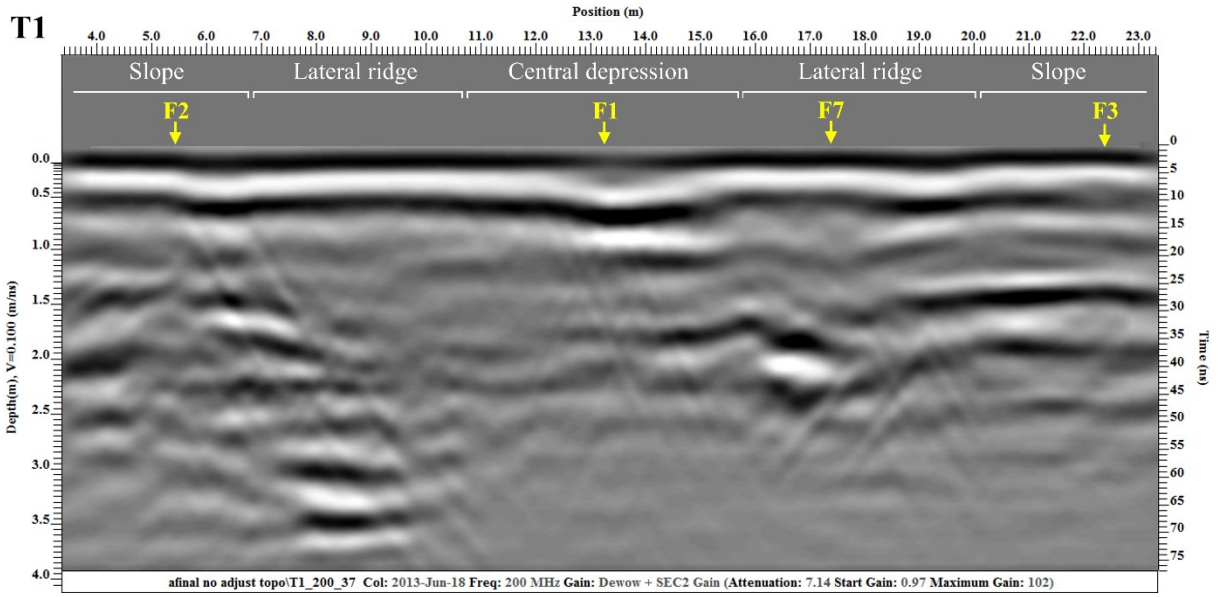


Figure 4 – 2. Processed (Figure 3 – 1) 200 MHz transversal GPR transect T1 with no topographic adjustment.

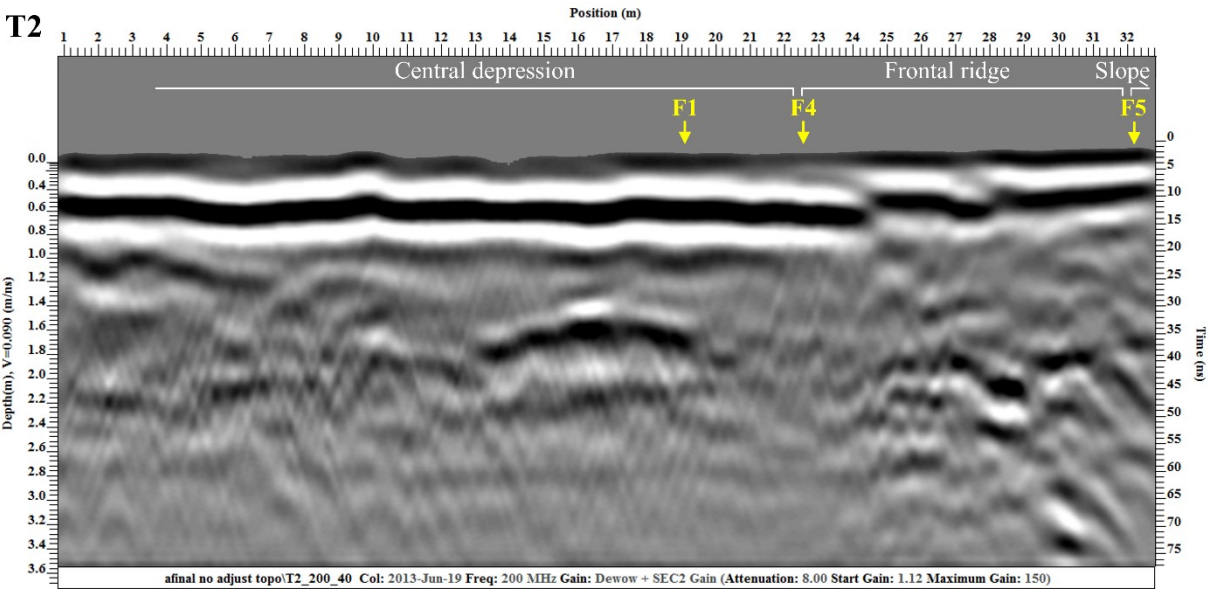


Figure 4 – 3. Processed (Figure 3 – 1) 200 MHz longitudinal GPR transect T2 with no topographic adjustment.

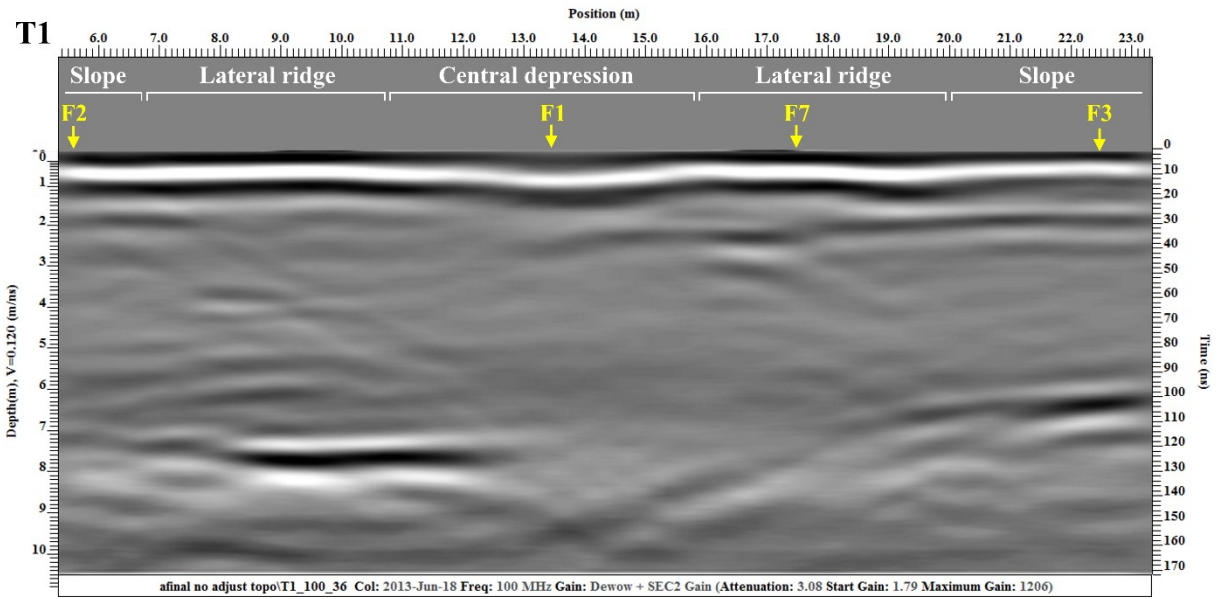


Figure 4 – 4. Processed (Figure 3 – 1) 100 MHz transversal GPR transect T1 with no topographic adjustment.

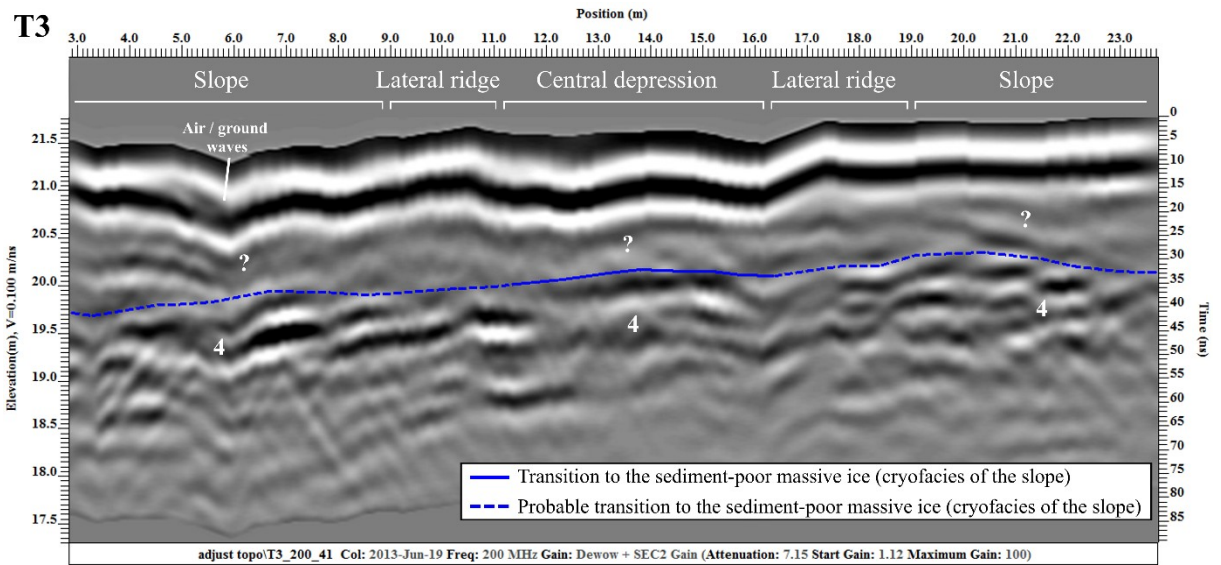


Figure 4 – 5. Processed (Figure 3 – 1) 200 MHz transversal GPR transect T3. 4) sediment-poor massive ice of the cryofacies of the slope.

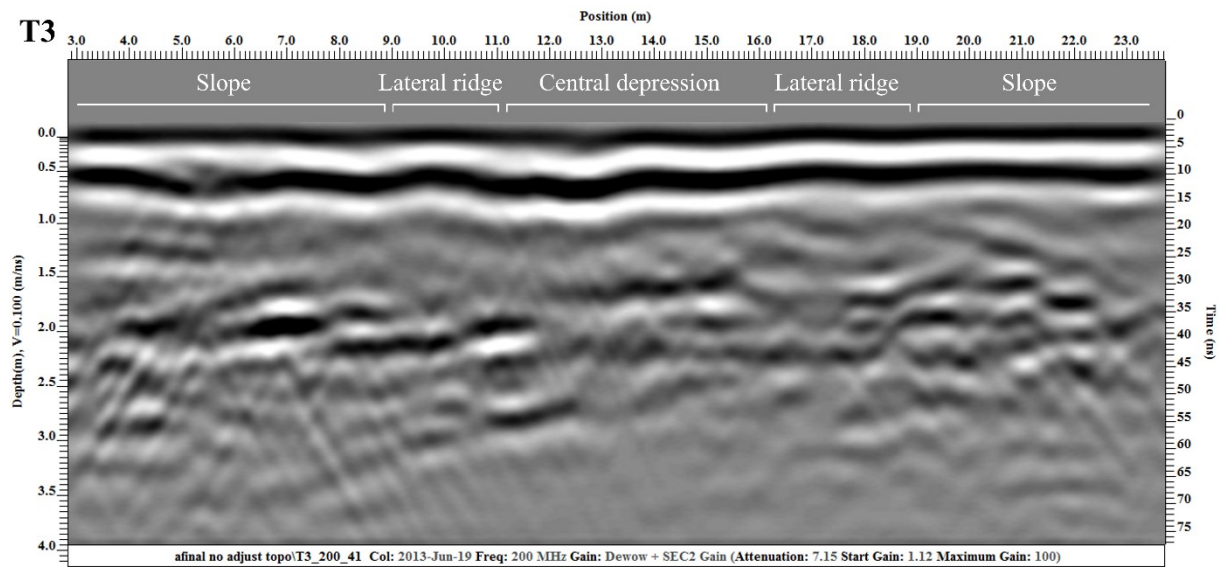


Figure 4 – 6. Processed (Figure 3 – 1) 200 MHz transversal GPR transect T3 with no topographic adjustment.

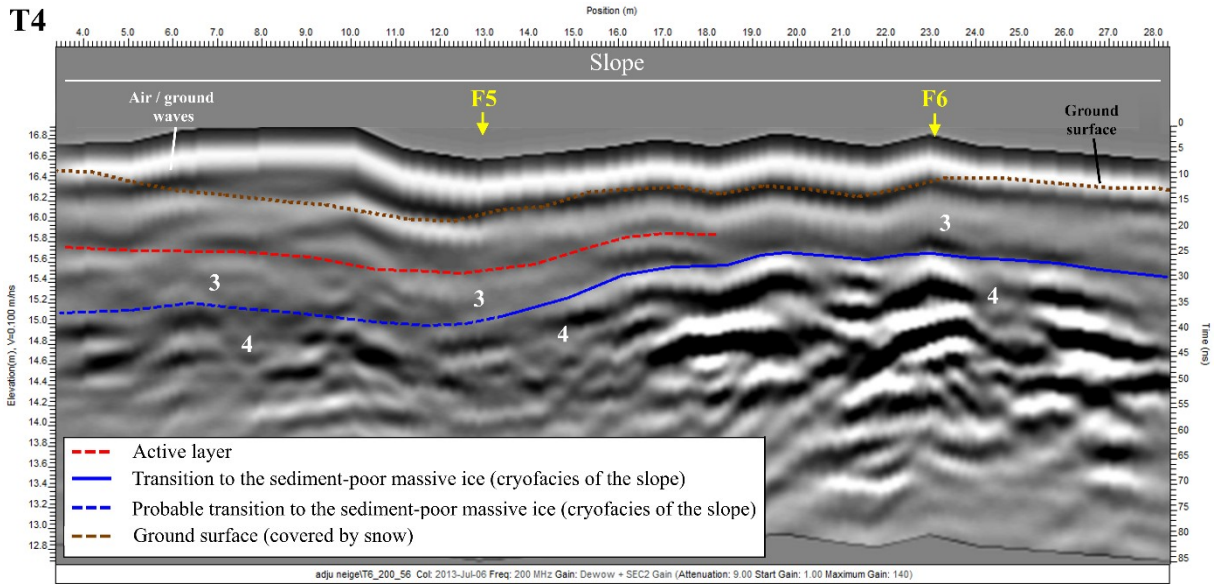


Figure 4 – 7. Processed (Figure 3 – 1) 200 MHz transversal GPR transect T4. 3) sediment-rich massive ice of the cryofacies of the slope, and 4) sediment-poor massive ice of the cryofacies of the slope. The ground surface was covered with snow when the GPR profile was done. The dotted brown line represents the surface of the ground under the snow.

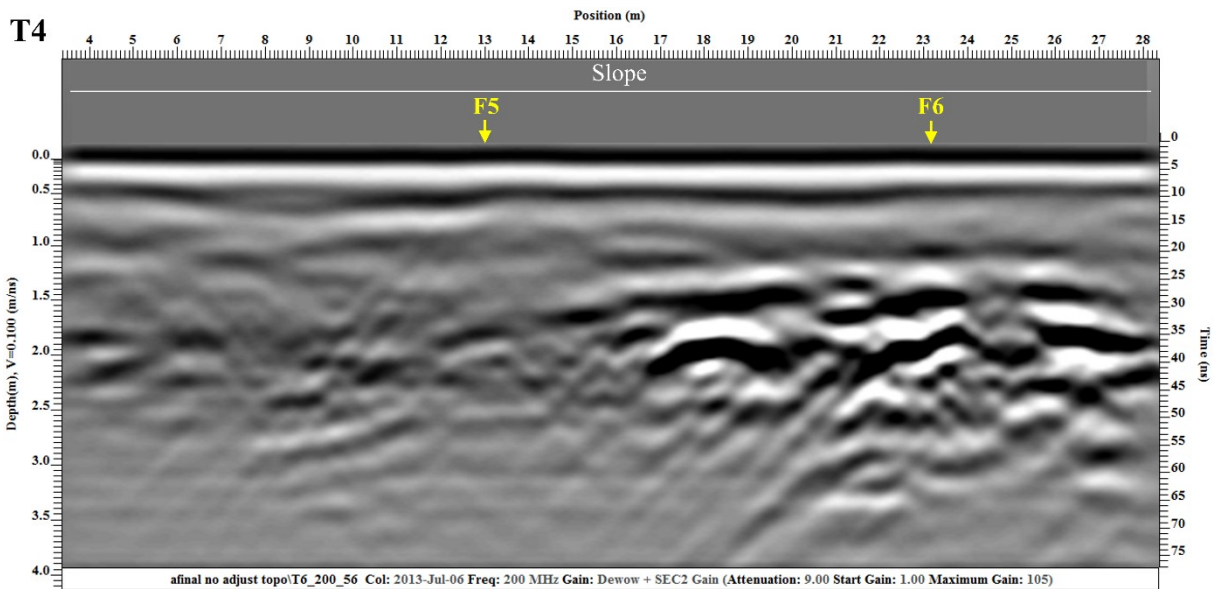


Figure 4 – 8. Processed (Figure 3 – 1) 200 MHz transversal GPR transect T4 with no topographic adjustment.

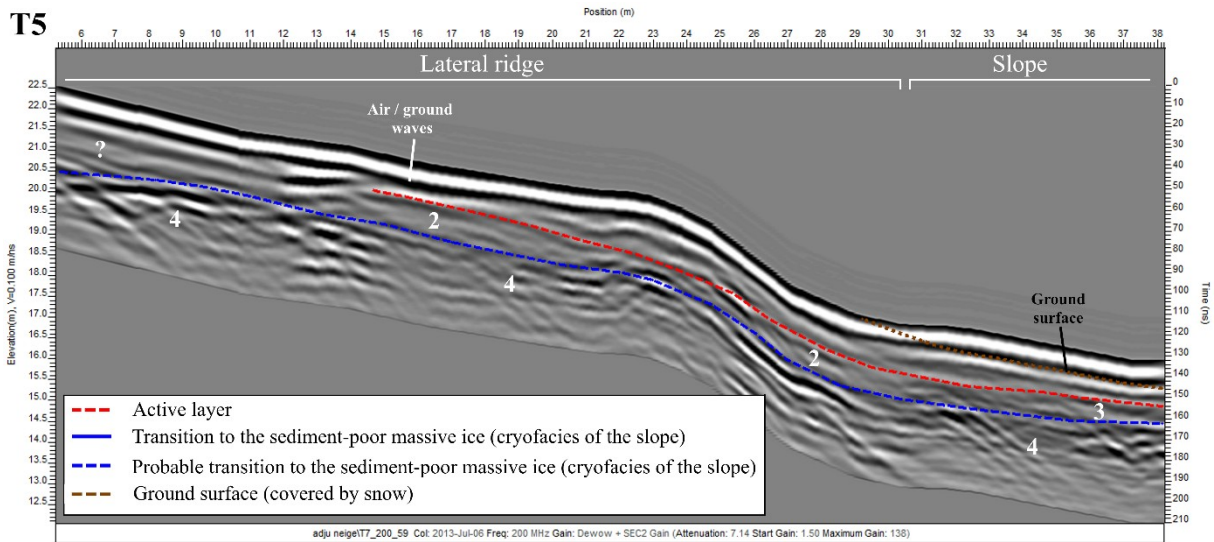


Figure 4 – 9. Processed (Figure 3 – 1) 200 MHz longitudinal GPR transect T5. 2) cryofacies of the ridge; 3) sediment-rich massive ice of the cryofacies of the slope and 4) sediment-poor massive ice of the cryofacies of the slope. The ground surface was partly covered with snow when the GPR profile was done. The dotted brown line represents the surface of the ground under the snow.

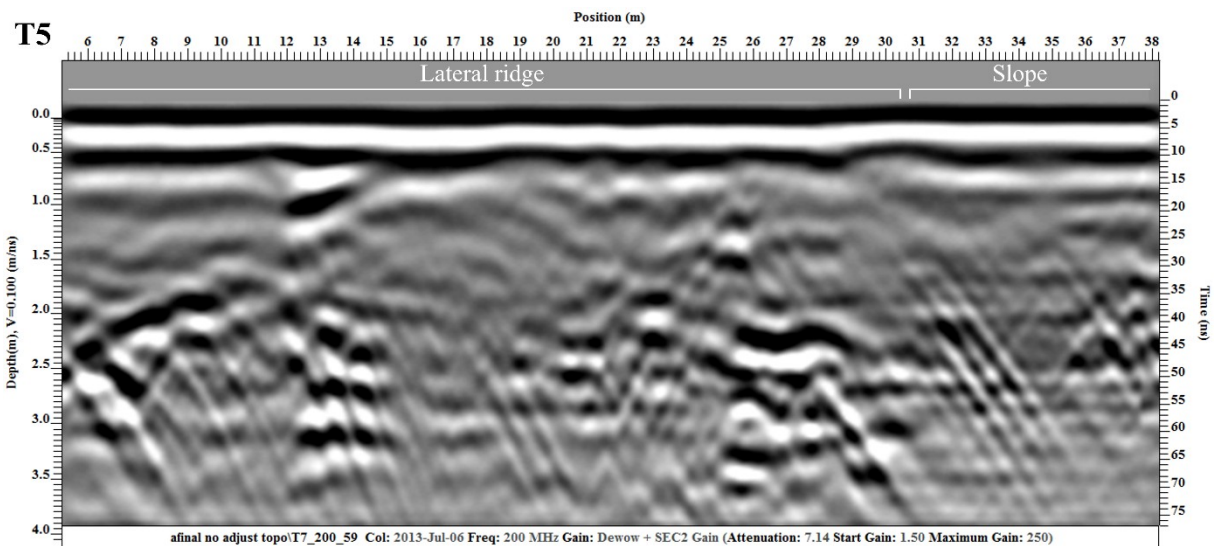


Figure 4 – 10. Processed (Figure 3 – 1) 200 MHz longitudinal GPR transect T5 with no topographic adjustment.

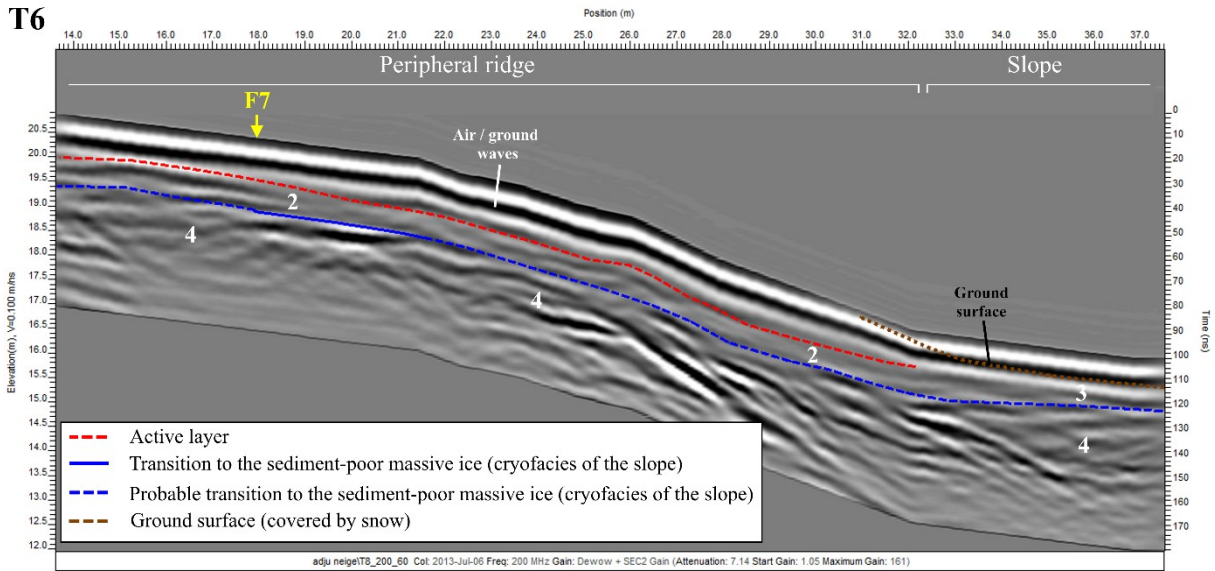


Figure 4 – 11. Processed (Figure 3 – 1) 200 MHz longitudinal GPR transect T6. 2) cryofacies of the ridge; 3) sediment-rich massive ice of the cryofacies of the slope and 4) sediment-poor massive ice of the cryofacies of the slope. The ground surface was partly covered with snow when the GPR profile was done. The dotted brown line represents the surface of the ground under the snow.

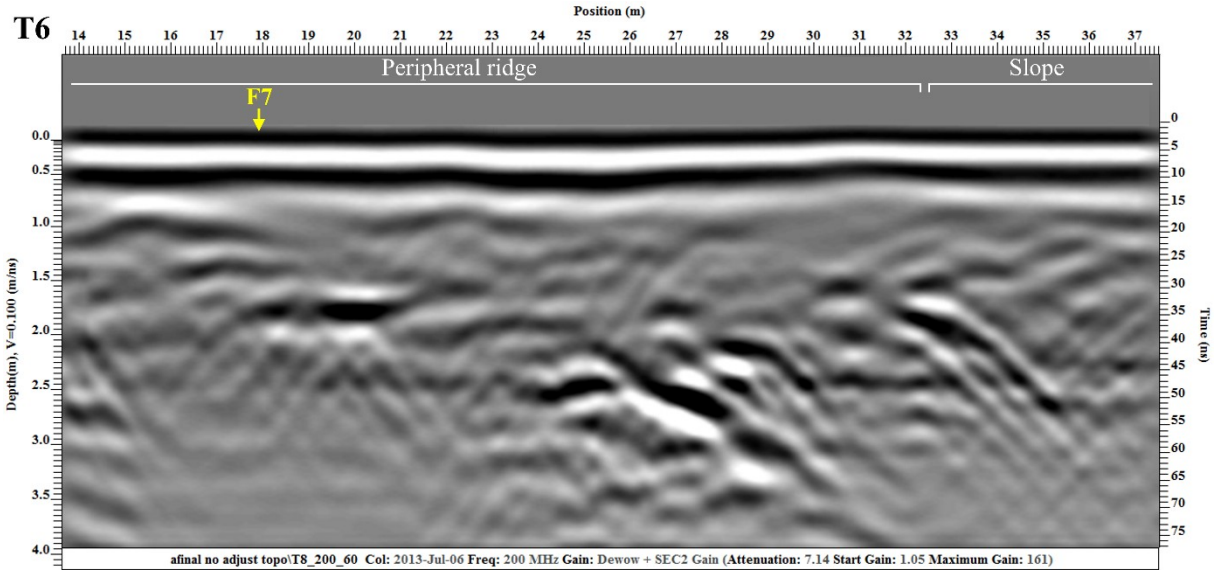


Figure 4 – 12. Processed (Figure 3 – 1) 200 MHz longitudinal GPR transect T6 with no topographic adjustment.

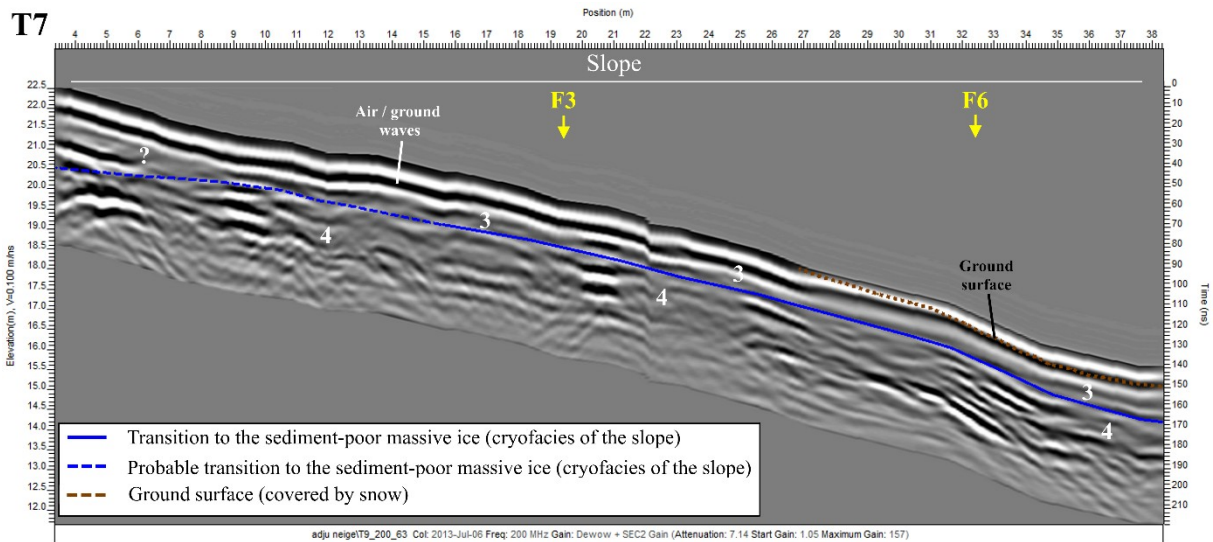


Figure 4 – 13. Processed (Figure 3 – 1) 200 MHz longitudinal GPR transect T7. 3) sediment-rich massive ice of the cryofacies of the slope and 4) sediment-poor massive ice of the cryofacies of the slope. The ground surface was partly covered with snow when the GPR profile was done. The dotted brown line represents the surface of the ground under the snow.

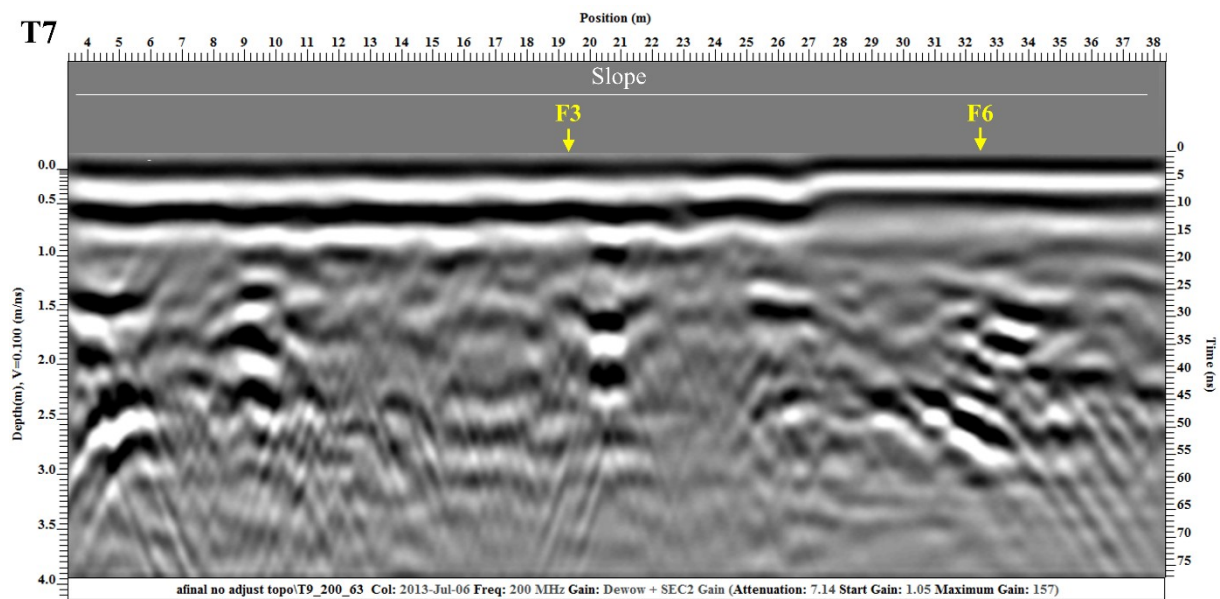


Figure 4 – 14. Processed (Figure 3 – 1) 200 MHz longitudinal GPR transect T7 with no topographic adjustment.

Annexe 5 – Grain size distribution in all boreholes

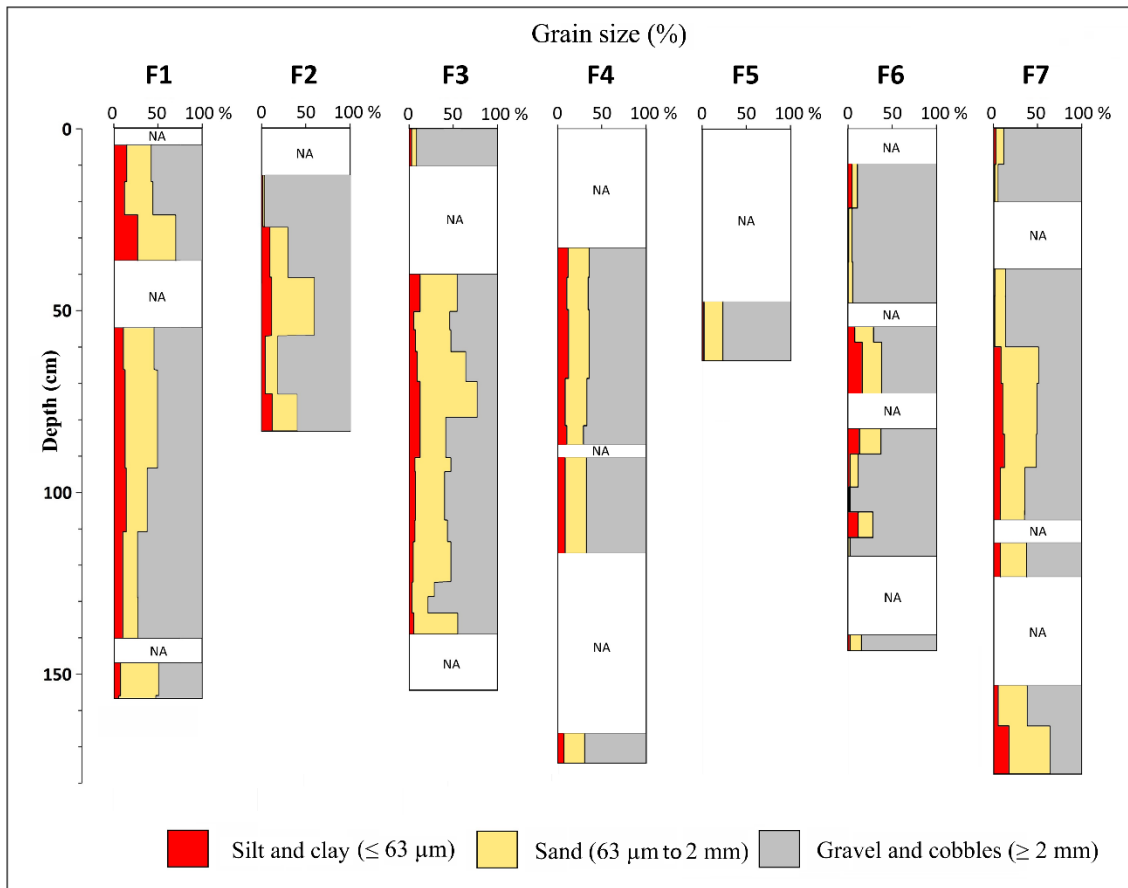


Figure 5 – 1. Grain size distribution for all boreholes, classified using Udden - Wentworth scale (Udden 1914; Wentworth 1922).