

Université de Montréal

**Structure et évolution du pergélisol depuis le Pléistocène  
Tardif, Beaver Creek, Yukon**

par  
Michel Sliger

Département de Géographie  
Faculté des Arts et des Sciences

Mémoire présenté à la Faculté des Études Supérieures et Postdoctorales  
en vue de l'obtention du grade de Maîtrise ès Science (M.Sc.)  
en Géographie physique  
option Recherche

Décembre, 2015

© Michel Sliger, 2015

## Résumé

Le site routier expérimental de Beaver Creek (62° 20' 20'' N – 140° 50' 10'' O) est sis sur la moraine de Beaver Creek pré datant le Dernier Maximum Glaciaire. Dans un périmètre d'un kilomètre carré, son relief, sa végétation, son sol et sa cryostratigraphie ont été étudiés avec une perspective géosystémique, afin d'en détailler la *catena* et sa structure. Ensuite, la cryostratigraphie a été interprétée pour suggérer un modèle d'évolution du paysage. Enfin, les changements récents y ont été intégrés en vue d'actualiser la tendance évolutive du géosystème. Il ressort de cet ouvrage que la durabilité du pergélisol est fortement appuyée par la présence des milieux humides dans les replats. Quelques affleurements de la moraine sont toujours visibles, quoique faiblement exprimés. Ils contiennent peu de glace et leur teneur en matière organique est mince. Quant aux dépressions, elles sont peu profondes et étendues. Non seulement elles ont hérité des sédiments érodés des crêtes, mais elles ont aussi fixé une quantité importante de glace et de matière organique par le truchement d'un pergélisol syngénétique (>15 m) généré par le climat et protégé par l'écosystème. Au moins un évènement de thermo-érosion est survenu avant le dernier stade d'aggradation syngénétique (Holocène), mais il n'a été que partiel. L'actuel réchauffement climatique menace d'engager un autre épisode de dégradation à l'échelle du bassin versant. Contrairement au changement climatique, l'utilisation du territoire provoque déjà la dégradation du pergélisol, mais de manière localisée seulement.

**Mots-clés** : Géographie physique, quaternaire, géomorphologie périglaciaire, géosystème, cryogenèse écosystémique, pédologie, écologie.

## Abstract

The Beaver Creek Road Experimental Site (62° 20' 20'' N – 140° 50' 10'' O) sits on the Beaver Creek moraine. This landform was already evolving before the Last Glacial Maximum. In a single square kilometer perimeter, its topography, vegetation, soil and cryostratigraphy have been studied with a geosystemic perspective to detail its *catena* and related structure. Furthermore, the cryostratigraphy has been interpreted considering the literature to suggest a landscape evolution model. Recent changes at the site were integrated in the model to actualize the geosystem's evolutive trend. This work has shown that the durability of the permafrost is strongly supported by the wetlands associated to flat lowlands. On the one hand, some moraine hillcrests are still slightly outcropping. There, the limited moisture inhibited the development of peat and intrasedimentary ice (<1 m). On the other hand, the depressions are quite flat and extended. They inherited not only of the crest's eroded sediments, but they also fixed an important quantity of ice and organic matter (>15 m) by the mean of syngenetic permafrost aggradation driven by the climate and preserved by the ecosystem. At least one thermoerosion event occurred before the last syngenetic aggradation stage (Holocene), but was only a partial one. The ongoing global warming threatens to trigger another permafrost degradation stage on the drainage basin scale. On the field unit scale, the land use is already degrading the local ice-rich permafrost.

**Keywords** : Physical geography, quaternary, periglacial geomorphology, geosystem, ecosystemic cryogenesis, pedology, ecology.

# Table des matières

Introduction .....	1
1 Revue de littérature .....	4
1.1 Sol, pergélisol et milieu humide.....	4
1.1.1 Pédogenèse .....	4
1.1.2 Pergélisol.....	7
1.1.3 Cryostratigraphie et cryostructures : clés d'interprétation .....	12
1.1.4 Milieu humide .....	17
1.2 Site à l'étude.....	20
1.2.1 Géologie et physiographie.....	20
1.2.2 Histoire quaternaire .....	23
1.2.3 Climat et végétation actuels .....	28
1.2.4 Sol et pergélisol.....	30
1.2.5 Détails de construction du site routier expérimental .....	34
2 Méthodologie .....	35
2.1 Base théorique .....	35
2.2 Procédure générale .....	36
2.3 Physiographie et hydrologie.....	38
2.4 Écologie.....	39
2.5 Pédologie.....	41
2.6 Cryostratigraphie.....	44

3	Résultats .....	48
3.1	Topographie et hydrographie .....	48
3.2	Écologie.....	54
3.2.1	Classification des écosystèmes.....	54
3.3	Pédologie.....	64
3.3.1	Classification des sols .....	65
3.3.2	Distribution géographique.....	70
3.3.3	Propriétés physiques – Matière organique et densités .....	72
3.3.4	Températures du sol .....	75
3.4	Cryostratigraphie.....	77
3.4.1	Description et distribution des unités cryostratigraphiques .....	81
4	Discussion .....	89
4.1	Objectif spécifique 1 – Détail de la <i>catena</i> .....	89
4.1.1	Matériel parental du sol.....	90
4.1.2	Description de la <i>catena</i> .....	91
4.1.3	Signification de la <i>catena</i> .....	102
4.2	Objectif spécifique 2 – Modèle géomorphologique.....	108
4.2.1	Cryostratigraphie, climat et processus .....	108
4.2.2	Synthèse géomorphologique .....	114
4.3	Objectif spécifique 3 – Tendance évolutive future .....	118
4.3.1	Perturbations liées au climat .....	118
4.3.2	Perturbations liées à l'utilisation du territoire.....	119
	Conclusion .....	126

## Liste des annexes

- Annexe 1 – Fichier de correction topographique RINEX ..... Annexe 1-I
- Annexe 2 – Localisation des données sources du modèle d'altitude .... Annexe 2-I
- Annexe 3 – Interprétation des limites écologiques ..... Annexe 3-I
- Annexe 4 – Relevé botanique ..... Annexe 4-I
- Annexe 5 – Pédologie et stratigraphie de la couche active ..... Annexe 5-I et 5-VI
- Annexe 6 – Acquisition et affichage des températures sous la route ... Annexe 6-I et -XII
- Annexe 7 – Distributions granulométriques moyennes ..... Annexe 7-I et 7-II
- Annexe 8 – Dérive des constantes pour les thermistances installées ... Annexe 8-I et 8-II  
dans les puits
- Annexe 9 – Profils thermiques mesurés ponctuellement dans les puits . Annexe 9-I et 9-II
- Annexe 10 – Détail des assemblages pédo-sédimentaires ..... Annexe 10-I à 10-X
- Annexe 11 – Détail des assemblages cryogéniques ..... Annexe 11-I à 11-VII
- Annexe 12 – Distribution de la glace intrasédimentaire et des ..... Annexe 12-I et 12-II  
assemblages pédo-sédimentaires
- Annexe 13 – Article de conférence : ..... Annexe 13-I à 13-VIII  
Sliger, M., Fortier, D., deGrandpré, I. et Lapointe Elmrabti, L. (2015).  
*Incidence of Late Pleistocene-Holocene climate on the concurrent  
landscape and permafrost development of the Beaver Creek region,  
south-western Yukon, Canada.* Compte-rendu de la 7<sup>e</sup> Conférence  
Canadienne sur le Pergélisol et 68<sup>e</sup> Conférence Canadienne de  
Géotechnique, 20-23 septembre, Québec, QC.

## Liste des tableaux

Tableau I – Description des dépôts de surface .....	33
Tableau II – Statistiques thermiques du pergélisol naturel durant l’année 2007-2008.....	33
Tableau III – Comparaison des altitudes absolues mesurées lors des deux relevés DGPS différents.....	38
Tableau IV – Profondeur maximale du dégel saisonnier des cryosols comparée à celle sous la route.....	66
Tableau V – Caractéristiques du remblai : A) hauteur relative, B) épaisseur mesurée en 2008, C) épaisseur totale de la couche active à partir de la surface du remblai et D) portion de la couche active incluse dans le sol naturel.....	68
Tableau VI – Équations de la variation de la densité spécifique, de la densité apparente et de la porosité par rapport à la variabilité de la teneur en matière organique .....	74
Tableau VII – Statistiques des propriétés physiques mesurées sur tous les échantillons gelés ..	87
Tableau VIII – Épaisseur moyenne de la couche active des principaux niveaux éco-géomorphologiques. ....	92
Tableau IX – Épaisseur de la couche active sous le remblai comparée à celle dans le géosystème naturel.....	119

## Liste des figures

Figure 1 – Synthèse de la structure horizontale d'un sol, de ses facteurs génétiques et de ses processus pédogéniques. ....	6
Figure 2 – Profil thermique caractéristique du pergélisol .....	8
Figure 3 – Distribution du pergélisol au Canada.....	11
Figure 4 – Chronoséquence cryogénique de la plaine alluviale du delta de la rivière Colville, Alaska.....	17
Figure 5 – Localisation de Beaver Creek, Yukon, au sein du Canada. ....	20
Figure 6 – Répartition des épais dépôts quaternaires dans la région, .....	22
Figure 7 – Élévation aux environs du site d'étude .....	23
Figure 8 – Nomenclature quaternaire locale et équivalences.....	26
Figure 9 – Limites de répartition des glaciers dans la région.....	27
Figure 10 – Carte de la couverture de surface.....	30
Figure 11 – Modèle numérique de distribution du pergélisol dans la région.....	31
Figure 12 – Carte locale de la géologie de surface .....	32
Figure 13 – Enveloppe de température dans le sol naturel entre le 5 mai 2007 et le 4 mai 2008. ....	34
Figure 14 – Image satellite prise par WorldViewII le 4 août 2010 à 21h30. ....	37
Figure 15 – Vue du site prise le 30 septembre 2011 à 7h40 à partir de la section YG3. ....	37
Figure 16 – Vue de la butte S-O, prise le 30 septembre 2011 à 7h45, à partir de la section YG5. ....	48
Figure 17 – Modèles d'altitude numérique du site d'étude A) avant le réaligement de la route et B) après son réaligement et avant l'excavation de la tranchée. ....	50
Figure 18 – Modèle d'altitude numérique du site d'étude dans son état actuel, incluant les puits d'observation hydrologiques. ....	51

Figure 19 – Régime hydrique mesuré dans les puits par rapport au datum officiel et par rapport à la surface du sol durant l’été 2013. ....	53
Figure 20 – Couverture de surface A) antérieure à la relocalisation de la route et B) actuelle . 55	
Figure 21 – Aperçu des pessières à cladine (A) et à mousse (B). Les photos ont été prises le 01 octobre, 2011.....	58
Figure 22 – Aperçu du milieu humide. La photo a été prise le 17 juillet, 2013.....	59
Figure 23 – Aperçu du milieu transitoire. La photo a été prise le 25 juin, 2012.....	60
Figure 24 – Aperçu du milieu humide arbustif. La photo a été prise le 25 juin, 2012.....	61
Figure 25 – Aperçu de la route et son remblai à la section test. La photo a été prise le 1 octobre, 2012.....	62
Figure 26 – Distribution des îlots d’arbres au site d’étude. ....	63
Figure 27 – Distributions granulométriques de la fraction minérale des sols.....	64
Figure 28 – Croquis des sols identifiés au site d’étude.....	65
Figure 29 – Relation entre l’épaisseur du remblai et celle de la couche active.. ....	69
Figure 30 – Distribution des sols (A) et de l’épaisseur de la couche active (B). ....	71
Figure 31 – Contenu organique des cryosols organiques et statiques selon leur profondeur. ....	72
Figure 32 – Relation entre la teneur en matière organique du silt de Beaver Creek et A) sa densité spécifique, B) sa densité apparente et C) sa porosité. ....	74
Figure 33 – Comparaison de la plage des températures possibles dans le sol .....	76
Figure 34 – Carte de localisation des forages dans le pergélisol au site d’étude. ....	77
Figure 35 – Coupe cryostratigraphique A–A’ .....	79
Figure 36 – Coupe cryostratigraphique B–B’ .....	80
Figure 37 – Disposition des unités cryostratigraphiques rencontrées dans les forages de la coupe A–A’.....	82
Figure 38 – Cryofaciès dominant de chaque unité cryostratigraphique.....	82

Figure 39 – Densité des carottes gelées associées aux cryosols statiques ou organiques. ....	87
Figure 40 – Cryofaciès typique à la base de la couche active.....	88
Figure 41 – Profil éco-géomorphologique C–C’.....	92
Figure 42 – Modèle idéalisé de la <i>catena</i> de la moraine de Beaver Creek.....	93
Figure 43 – Comparaison de la plage des températures possibles sous une couche de sol. ....	93
Figure 44 – Interprétation éco-géomorphologique de la <i>catena</i> de la moraine de Beaver Creek, masquée par un minimum de perturbation.....	94
Figure 45 – Aperçu de la Butte S-O.....	108
Figure 46 – Modèle géomorphologique de la moraine de décrépitude de Beaver Creek.....	113
Figure 47 – Représentation en trois dimensions de la structure actuelle du géosystème de Beaver Creek.....	114
Figure 48 – Nuances locales de la géologie de surface sur la moraine de Beaver Creek.....	115
Figure 49 – Comparaison de la plage des températures possibles sous une couche de sol. ....	120
Figure 50 – Interprétation éco-géomorphologique de la <i>catena</i> de la moraine de Beaver Creek, incluant la relocalisation de la route, l’abandon du remblai et du déblai, les sols dévégétalisés puis l’adaptation du terrain naturel.....	120
Figure 51 – Interprétation éco-géomorphologique de l’état actuel de la <i>catena</i> de la moraine de Beaver Creek.....	123

## Liste des abréviations

- \ \ Discordance angulaire
- <sup>10</sup>Be Méthode de datation utilisant la proportion d'isotope 10 du béryllium
- <sup>14</sup>C Méthode de datation utilisant la proportion d'isotope 14 du carbone
- A Horizon éluvié
- AChybz Silt tourbeux et tourbe cryoturbés, pergélisolés
- Ah Horizon éluvié enrichi en matière organique
- Ahz Silt tourbeux, pergélisolé
- AM Cryostructure interstitielle invisible parfois un peu microlenticulaire ou réticulée
- AS Cryostructure ataxitique et stratifiée-lenticulaire
- B Horizon illuvié
- BF Fragments de bois
- C Horizon de matériel parental
- CALM Suivi Circumpolaire de la Couche Active
- Cgj Silt massif partiellement gleyifié
- Cgjz Silt massif partiellement gleyifié, pergélisolé
- Cgjz2 Silt massif partiellement gleyifié légèrement graveleux, pergélisolé
- CGVD1928 Datum Géodésique Vertical Canadien de 1928
- CGVD2013 Datum Géodésique Vertical Canadien de 2013
- CROG.GA.tm Cryosol organique glacique, phase cryique très mince
- CROG.ME.tm Cryosol organique mésique, phase cryique très mince
- CROG.METE.tm Cryosol organique mésique terrique, phase cryique très mince
- CRREL [*U.S. Army*] *Cold Region Research and Engineering Laboratory*
- CRST.GQ.tx Cryosol statique gleysolique, phase thixotropique
- CRST.GQ.tx.lg Cryosol statique gleysolique, phase thixotropique légèrement graveleuse
- Cz Matériel parental minéral, pergélisolé
- DGPS Système Global de Position Différentiel
- DGPS2014 Relevé topographique au DGPS effectué en 2014
- F Horizon fibreux
- H Horizon humique
- IIACHbz Silt sableux et matière organique stratifiés, pergélisolés
- IICbz Silt gravelo-sableux stratifié, pergélisolé
- IIICbz Diamicton à matrice silteuse, pergélisolé
- IIIOmbz Diamicton à matrice tourbeuse, pergélisolé

- Indiff.tx Sol indifférencié, phase thixotropique
- Indiff.tx.p Sol indifférencié, phase thixotropique pierreuse
- ka BP Milliers d'années avant le présent (1950)
- L Litière
- LN Lentille notable
- MH Glace massive, stratifications horizontales et nuages de bulles rondes
- MIS Stage isotopique marin
- MS Cryostructure microlenticulaire et stratifiée-lenticulaire
- MV Glace massive, stratifications verticales et nuages de bulles allongées verticalement
- n Nombre d'échantillon mesurés
- O Horizon organique
- Of Couche organique vivante et/ou fibreuse
- Ofz Tourbe fibreuse, pergélisolée
- Om Couche organique mésique
- Omz Tourbe mésique, pergélisolée
- Omz2 Tourbe silteuse, pergélisolée
- PAM Matrice organique – Cryostructure interstitielle visible à invisible, et microlenticulaire
- pH Potentiel Hydrogène
- R Roche-mère
- RSPM Cryostructure réticulée, stratifiée-lenticulaire, interstitielle visible et microlenticulaire
- SCADA *Supervisory Control et Data Acquisition* (réseau de communication utilisé par YHPW pour communiquer les données brutes acquises au site d'étude)
- SIPRE *[U.S.] Snow, Ice et Permafrost Research Establishment*
- SIR Silt sableux isolé avec auréole réticulée
- SL Cryostructure stratifiée-lenticulaire
- spp. Espèces non identifiées
- Stéréo Évaluation de points d'élévation à l'aide d'image aériennes, stéréoscope et observations de terrain (pour entraînement du MNA)
- TE Poches de téphra
- UTM *Universal Transverse Mercator* (type de projection cartographique utilisée dans le SIG)
- Vivian2012 Relevé topographique au DGPS effectué en 2012
- W Horizon composé d'eau (ne pas confondre avec « w »: contenu gravimétrique en eau)
- Wz Glace massive
- YHPW *Yukon Highways et Public Works*

## Liste des symboles

- $G$  Densité spécifique de la fraction solide du sol (sans unité, raisonnablement rapportée en  $\text{g}/\text{cm}^3$ )
- $\Delta H$  Changement d'épaisseur du sol (cm)
- $H$  Épaisseur du sol (cm)
- $M_{e,g}$  Masse de la carotte entière gelée (g)
- $M_{s,dg}$  Masse de sédiments secs (g)
- $M_{s,b}$  Masse de sédiments brûlés (g)
- $MO$  Teneur en matière organique (g/g)
- $N$  Porosité ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ )
- $\rho_{s,g}$  Densité apparente originale du sol sec ( $\text{g}/\text{cm}^3$ )
- $\rho_{s,dg}$  Densité apparente après dégel, séchage et tassement du sol ( $\text{g}/\text{cm}^3$ )
- $V_{e,g}$  Volume de la carotte entière gelée ( $\text{cm}^3$ )
- $V_{s,dg}$  Volume de la carotte entière gelée ( $\text{cm}^3$ )
- $T$  Tassement au dégel (cm/cm)
- $w$  Teneur en eau gravimétrique (g/g)

*It's not what you look at that matters, it's what  
you see. – Henry David Thoreau*

## Remerciements

Je tiens d'abord à remercier tous les membres du Géocryolab. Votre compagnie durant toutes ces années fut agréable et inspirante. Plus particulièrement, mes remerciements vont à Dr Daniel Fortier. Ton soutien matériel et intellectuel fut indispensable à mon éducation en géographie, bien sûr, mais aussi plus générale. Je dois des remerciements spéciaux à Gautier Davesne pour sa riche relecture de certains chapitres de ce mémoire. Je ne pourrais oublier de remercier aussi tous ceux et celles avec qui j'ai eu la chance de travailler sur le terrain, dans le laboratoire ou autour d'une pinte, tout spécialement Isabelle deGrandpré, Louis-Philippe Roy, Manuel Verpaelst, Gautier Davesne, Lyna Lapointe-Elmrabti, Sabine Veuille, Katerine Grandmont, Julie Malenfant-Lepage, Benoit Loranger, Simon Charbonneau, Antoine Prince, Eva Stephani. Ma gratitude va aussi à Dr François Cavayas, directeur des études graduées au Département de Géographe, pour avoir supporté ma dernière prolongation d'inscription en vue de raffiner ma rédaction.

Ma gratitude va aussi à l'équipe du *Yukon Research Center* pour m'avoir accueilli en résidence durant une année complète et m'avoir fourni du travail. Lacia Kinneer, Bronwyn Benkert, Elaine Austin, Fabrice Calmels, merci encore. Je dois aussi exprimer mes remerciements à Dre Margaret Darrow, de *University of Alaska, Fairbanks*, pour m'avoir accueilli au passage durant un été. Une partie importante de ma reconnaissance va à Transport Canada, bailleur de fonds principal de ma recherche. Une autre va de même à *Yukon Highways and Public Work* pour m'avoir laissé libre accès au site d'étude. J'offre aussi des remerciements au Programme de formation scientifique dans le Nord pour les trois bourses d'études qu'il m'a attribuées.

Enfin, la plus grande partie de ma reconnaissance doit être exprimée envers les humains splendides qui m'entourent, soit ma famille et mes amis. Plusieurs lignes pourraient être écrites pour souligner votre contribution immense, souvent indirecte, mais je crois que la parole et l'action sont plus appropriées pour vous exprimer mes sentiments. La dernière ligne de ce mémoire est écrite pour toi Andréanne. Amoureuse, camarade, muse, relectrice, etc.; le rôle que tu as joué durant mon apprentissage a été infini. Je te remercie de tout mon cœur pour ton support et ton amour durant cette aventure.

## Introduction

La moitié de la surface terrestre canadienne est potentiellement assise sur du pergélisol (Brown *et al.*, 1998; Smith et Riseborough, 2002). Ce pergélisol influence les propriétés structurales, les propriétés mécaniques et la dynamique générale du sol. L'excès d'humidité à sa surface conduit localement au développement de structures de glace variées (Mackay, 1972; Murton et French, 1994; French, 2007; French et Shur, 2010). Cette glace intrasédimentaire est à risque de fondre et d'entraîner la subsidence du sol (Morgenstern et Nixon, 1971) ou d'autres mouvements de masse plus catastrophiques (Osterkamp *et al.*, 1999; Rowland *et al.*, 2010; Kokelj et Jorgenson, 2013). La moitié du pergélisol terrestre canadien contient une quantité considérable de glace intrasédimentaire (Brown *et al.*, 1998).

Globalement, le pergélisol est en cours de dégradation en réponse aux changements climatiques (Hinzman *et al.*, 2005; Osterkamp et Romanovsky, 2009; Harris *et al.*, 2009; Smith *et al.*, 2010). D'autres facteurs plus locaux, tels que l'utilisation du territoire, peuvent également provoquer sa dégradation. La fonte de la glace intrasédimentaire entraîne la restructuration des terrains et des écosystèmes qu'il soutient (Jorgenson *et al.*, 2001; Osterkamp *et al.*, 2009; Jorgenson *et al.*, 2013; Walker *et al.*, 2014; Lara *et al.*, 2016) et met en péril les infrastructures associées (Andersland et Ladanyi, 2004). La distribution spatiale de la glace intrasédimentaire doit être étudiée à l'échelle locale afin d'évaluer le risque encouru par les écosystèmes et les infrastructures.

L'intérêt pour ce mémoire provient de l'instabilité d'une grande portion de l'autoroute Alaska Highway, soit le tronçon entre Destruction Bay (Yukon, Canada) et la frontière avec l'Alaska (É.U.). Ce tronçon de 200 km est fortement affecté par la dégradation du pergélisol (Reimchen *et al.*, 2009; Reimchen *et al.*, 2010, Calmels *et al.*, 2015a; Calmels *et al.*, 2015b). Il accueille le « Site Routier Expérimental de Beaver Creek », où quelques solutions au problème de dégradation sont en cours d'évaluation. Ce site a été mis en place en 2008 à l'initiative de *Yukon Highways and Public Works* (en collaboration avec *Alaska University Transportation Center*, Transport Canada, *U.S. Federal Highways Administration*, Université de Montréal et Université Laval). Il consiste en un segment de l'autoroute *Alaska Highway* long de 600 m et

est divisé en 12 sections d'essai de techniques de préservation du pergélisol (Reimchen *et al.*, 2009).

Le site expérimental routier a déjà été investigué sous trois angles différents mais son environnement d'accueil n'a jamais été étudié. Dans un premier temps, M.-Lepage *et al.* (M.-Lepage et Doré, 2010; M.-Lepage *et al.*, 2012) ont utilisé le calcul thermodynamique pour mesurer l'efficacité des techniques de préservation du pergélisol. Le considérant uniforme, les auteurs ont conclu que certaines techniques étaient plus prometteuses que d'autres. Néanmoins, la présomption d'uniformité limitait les conclusions et ne devait être que provisoire. Dans un deuxième temps, Stephani *et al.* (Stephani *et al.*, 2010; Stephani, 2013; Stephani *et al.*, 2014) ont développé un cadre conceptuel utilisant l'approche systémique pour soutenir une compréhension élargie de la dégradation du pergélisol sous la route. Le travail a servi entre autres à mettre en perspective le transfert de chaleur sensible mesuré sous la route par M.-Lepage *et al.* (2012) et a conclu qu'en plus de la variabilité des conditions de l'infrastructure, la variabilité du sol et du pergélisol devait dorénavant être considérée. Dans un troisième temps, les recherches ont porté sur la contribution de l'advection de chaleur dans la dégradation du pergélisol sous la route (deGrandpré *et al.*, 2010; 2012, Zottola *et al.*, 2012 Darrow *et al.*, 2013; Fortier *et al.*, 2014). DeGrandpré (2012) a aussi conclu que son modèle pourrait être amélioré en intégrant la variabilité du terrain.

Bref, la présomption d'homogénéité et/ou d'uniformité du terrain d'accueil a limité les conclusions et limite toujours le potentiel d'analyse du régime thermique au site expérimental routier de Beaver Creek. La prochaine étape s'impose d'elle-même : étudier la variabilité spatiale de son environnement d'accueil. Pour ce faire, le site doit être pensé dans un cadre de référence d'ordre supérieur. Le « Géosystème de Beaver Creek » constitue ce nouveau cadre de référence. En terme d'unité paysagère, il correspond à la moraine qui supporte la route.

Le mémoire qui suit a pour objectif général la caractérisation éco-géomorphologique du Géosystème de Beaver Creek. Il vise à répondre à une question bien précise : comment s'organisent les composantes du terrain qui accueille le site routier expérimental de Beaver Creek? L'objectif général se décline en trois objectifs spécifiques : 1) détailler la *catena* (série de sols) qui s'y est développée, 2) proposer un modèle d'évolution géomorphologique du pergélisol depuis la mise en place de la moraine et 3) discuter de sa tendance évolutive future.

La démarche pour atteindre ces objectifs utilise l'étude topographique, hydrologique, écologique, pédologique et cryostratigraphique autour du site routier expérimental. Elle tient également compte des changements récents d'ordre anthropique. La méthodologie a été développée de manière à pouvoir être utilisée à d'autres sites où l'hétérogénéité du pergélisol nécessite une évaluation.

Une revue de littérature est exposée au premier chapitre pour mettre en lumière les concepts de base et l'environnement du site routier expérimental de Beaver Creek. La méthodologie et les techniques utilisées sont détaillées au deuxième chapitre. Le troisième présente les résultats. Enfin, la discussion se trouve au quatrième chapitre. Elle se décline en trois parties, une pour chaque objectif spécifique.

# 1 Revue de littérature

Quelques notions de base doivent être rendues explicites avant de rendre compte du travail qui a été fait. La première section de ce chapitre informe au sujet du développement des sols sous l'influence de deux éléments importants au site d'étude : le pergélisol et les milieux humides. La seconde section détaille une sélection de connaissances pertinentes à propos du contexte physique au site d'étude. Les thèmes abordés sont la géologie et la physiographie, l'histoire quaternaire, le climat et la végétation actuels, le sol et le pergélisol puis quelques détails de construction du site.

## 1.1 Sol, pergélisol et milieu humide

Le sol est un matériel meuble minéral et/ou organique, qui permet la croissance des plantes. Il est composé d'une ou plusieurs couches distinctes, appelées horizons, dont les propriétés physico-chimiques (couleur, texture, nature, composition chimique, densité, etc.) sont relativement homogènes. Le *Système Canadien de Classification des Sols* (GTCS, 2002) permet sa classification sur la base des propriétés de ses horizons et la manière dont ils sont assemblés. De manière générale, différents sols se succèdent le long d'une pente où les conditions édaphiques évoluent. Leur succession constitue une *catena* (Ritter *et al.*, 2002).

### 1.1.1 Pédogenèse

Le développement d'un sol implique sa différenciation en différents horizons. Ce processus fait référence à la pédogenèse. Les cinq facteurs génétiques qui l'influencent localement sont le matériel parental, le climat, le relief, l'activité biologique et le temps (Jenny, 1941). Le matériel parental sert de support physique pour l'activité biologique, hydraulique, hydrologique et chimique. Le climat détermine les apports ou retraits d'eau, de chaleur et/ou d'éléments nouveaux à la surface. Le relief module la vitesse et la direction de la circulation des fluides avec ce qu'ils transportent potentiellement. L'activité biologique modifie drastiquement les qualités du sol, surtout en surface où elle est particulièrement active. Le temps qui passe permet au sol de tendre vers une certaine maturité (GTCS, 2002) ou de réorienter son

développement lorsque la combinaison des facteurs change (Phillips, 1998; Minasny *et al.*, 2008; Phillips, 2014).

Les quatre processus qui se côtoient lors de la pédogenèse incluent l'addition, la soustraction, la transformation et la translocation (Strahler et Strahler, 1992; Mausbach et Parker, 2001). L'addition représente l'accumulation de matière nouvelle (éléments, sédiments, eau, carbone organique, etc.). La soustraction représente la perte de matière. La transformation représente l'altération chimique (comme l'oxydoréduction ou la dissolution). Enfin, la translocation représente le déplacement d'éléments entre les horizons. Les quatre processus sont fortement influencés par la circulation de l'eau (Strahler et Strahler, 1992; Mausbach et Parker, 2001). Ainsi, l'étude de la dynamique hydraulique est un élément clé pour comprendre l'évolution du sol (Wilding et Lin, 2006; Legates *et al.*, 2010).

La figure 1 peut être consultée pour une synthèse graphique des facteurs et processus génétiques agissant sur les horizons du sol. Pour être qualifié comme organique, un horizon doit contenir plus de 30 % de matière organique (ou 17 % de carbone organique – GTCS, 2002). Lorsque constitué par la litière de la végétation actuelle, l'horizon est qualifié par **L**, **F** ou **H** si la matière est dans son état quasi original, fibreux ou bien décomposé, respectivement. Lorsque l'horizon organique dépasse une certaine épaisseur (40 cm) et est issu de l'accumulation de tourbe, il s'identifie par **O**. Il est également qualifié par son niveau de décomposition (fibreux, mésique, humique ou coprogène lorsque d'origine lacustre). L'horizon minéral supérieur est identifié par **A** et représente un maximum d'accumulation organique (enrichissement) ou une zone délavée de certains éléments (éluviation). L'horizon intermédiaire est désigné par **B** et est caractérisé par l'accumulation de certains éléments (illuviation) provenant de l'horizon **A** (éluvié). L'horizon **C** est constitué du matériel parental qui est resté relativement intouché par les processus pédogéniques. Lorsque le matériel parental est composé par la roche-mère, il se dénote par **R**. et lorsqu'il est composé par une couche d'eau (ou de glace), il doit être identifié par **W** (GTCS, 2002).

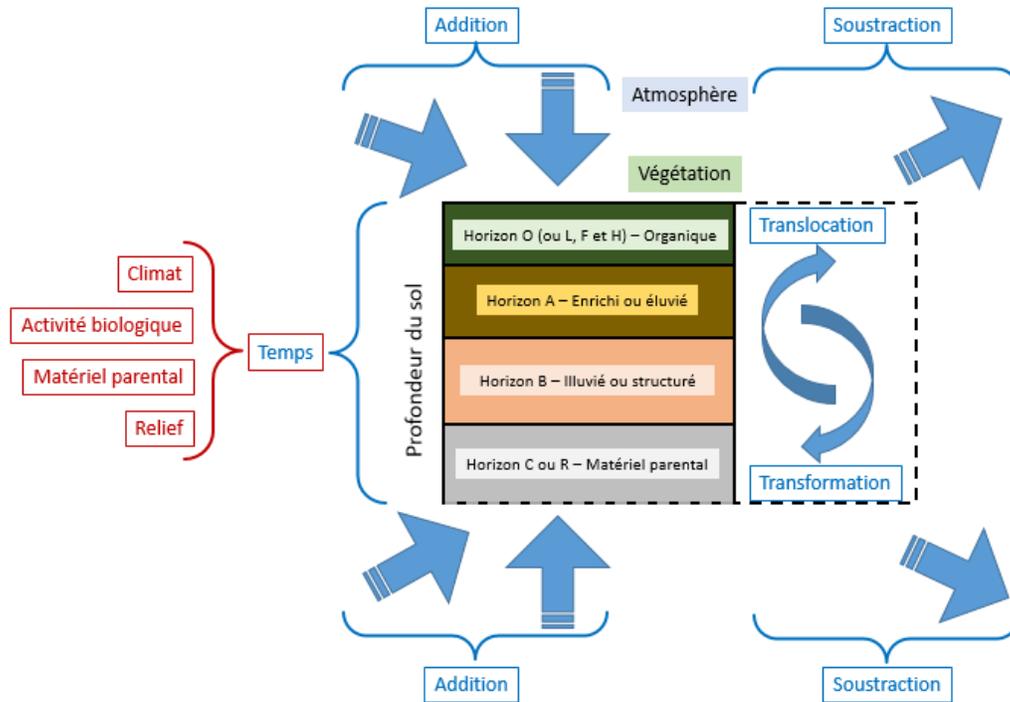


Figure 1 – Synthèse de la structure horizontale d’un sol (blocs en couche), de ses facteurs génétiques (en rouge) et de ses processus pédogéniques (en bleu).

Selon sa magnitude, une sédimentation active peut inhiber le développement des horizons du sol ou même l’enfouir pour ainsi le déconnecter de toutes influences pédogéniques. Le changement topographique, s’il accompagne la sédimentation, peut avoir une influence considérable sur l’hydrologie et l’hydraulique, et éventuellement amplifier ou inhiber les processus pédogéniques (Strahler et Strahler, 1992). Les sols enfouis, ou paléosols sont de bons indicateurs de l’état des écosystèmes antérieurs.

Le cryosol est un sol affecté par le pergélisol à 1 m sous la surface, ou 2 m si la cryoturbation apparaît comme significative. Une température annuelle moyenne en surface inférieure à 0 °C en est un bon indicateur, mais elle n’est pas absolument nécessaire à sa définition (GTCS, 2002). Les cryosols dominent au nord de la limite des arbres, sont communs dans les sols à texture fine des zones forestières subarctiques et s’étendent jusque dans les matériaux organiques de la forêt boréale et dans certaines zones alpines des régions montagneuses (GTCS, 2002).

### 1.1.2 Pergélisol

La présence de pergélisol distingue les cryosols des autres sols. Le pergélisol est défini comme un matériel terrestre dont la température est inférieure à 0 °C durant plus de deux années consécutives (French, 2007). Cette définition est valide en présence comme en absence de glace et d'eau. La présence et la qualité du gel dans un sol influencent fortement sa structure par l'inclusion de glace sous différentes formes et par différents processus (Murton et French, 1994; French, 2007; French et Shur, 2010). En reprenant la classification des sols (GTCS, 2002), le pergélisol ne correspond pas à la définition d'un sol car il ne permet pas la croissance de plantes. Il correspond plutôt à celle d'un matériel parental (un horizon *C*) à partir duquel un sol se développe. Néanmoins, une accumulation de paléosols peut être pergélisolée.

La température du sol (ou du pergélisol), à un niveau donné, représente l'équilibre entre la chaleur reçue et la chaleur perdue. De manière générale, l'addition de chaleur se traduit par l'augmentation de la température. La relation inverse est aussi vraie. La chaleur échangée durant un changement de température uniquement est qualifiée de sensible (Beiser, 1988). Lorsque l'eau change de phase dans un sol mouillé, le transfert de chaleur ne se manifeste pas en changement de température car la transformation mobilise toute la chaleur. Il en résulte que la température stagne durant l'échange de chaleur. La chaleur échangée durant le changement de phase uniquement est qualifiée de latente (Beiser, 1988). L'effet période zéro (*zero curtain effect*) traduit la pause dans le changement de température pour la durée du processus. Dans un sol hétérogène, le transfert de chaleur latente et sensible à la fois est courant; la chaleur échangée ainsi est qualifiée de chaleur apparente (Farouki, 1981).

Le profil thermique du pergélisol est efficacement utilisé pour représenter les températures actuelles, minimales, maximales et moyennes distribuées sur l'axe vertical (figure 2). À la base du pergélisol, le gradient géothermique engage un apport de chaleur relativement faible, mais très constant en provenance du centre de la Terre (Strahler et Strahler, 1992; Ritter *et al.*, 2002; van Everdingen, 2005). À l'opposé, le régime thermique du plafond du pergélisol est très complexe. Étant généré par le microclimat en surface et modulé par les propriétés du sol, il est cyclique sur une base journalière et saisonnière. Il est également très variable géographiquement en réponse à l'influence des nombreux facteurs environnementaux (régime atmosphérique, relief, hydrologie, écologie, etc.) et aux multiples propriétés physico-thermiques

du sol (conductivité, densité, porosité, etc.). En présence d'eau, le profil est affecté par les changements de phase pouvant être détectés par l'identification de zones isothermiques, ou sous l'effet période zéro.

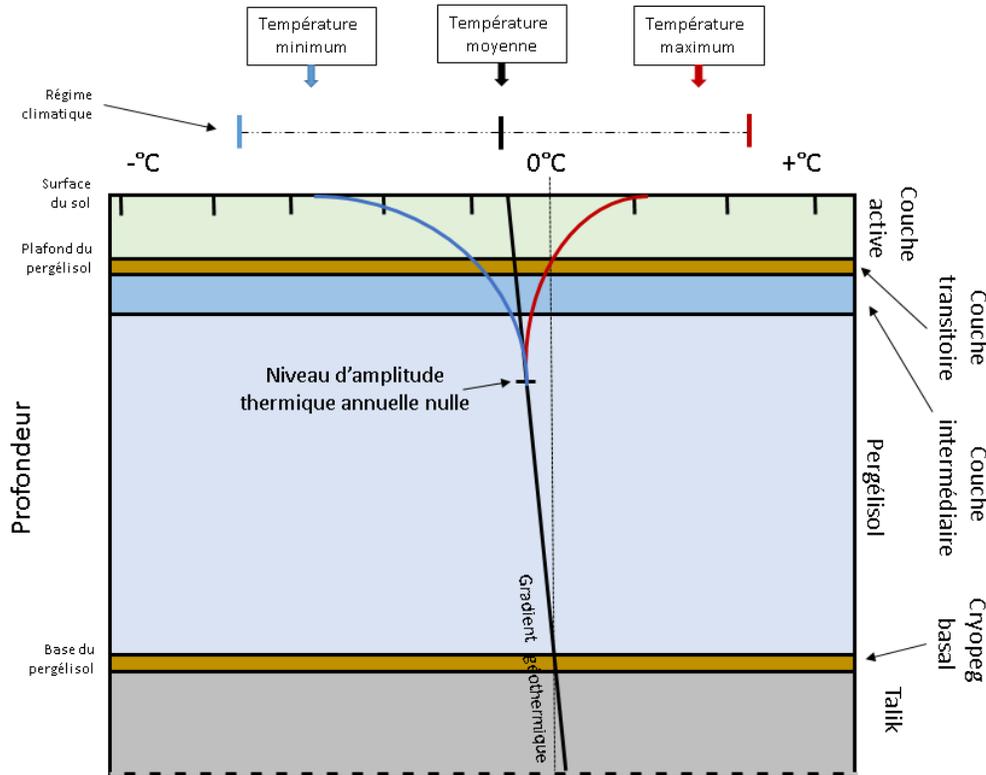


Figure 2 – Profil thermique caractéristique du pergélisol et identification des éléments d'intérêt.

La couche active (figure 2) constitue la surface du pergélisol. Jouant le rôle d'interface entre le pergélisol et l'atmosphère, elle dégèle et regèle chaque année. En présence d'eau, la couche active soutient des transferts de chaleur conductifs, conducto-convectifs et radiatifs qui occasionnent le changement de température et de phase de l'eau, et potentiellement sa migration (Porkhaev, 1966; Kane *et al.*, 2001). La température de la couche active est très sensible à l'hétérogénéité des conditions de surface telles que la température de l'air, le vent, la présence de neige, l'humidité du sol, etc. En descendant dans le pergélisol, sa température devient de moins en moins sensible à l'amplitude des oscillations thermiques journalières et annuelles. La profondeur où cette amplitude devient nulle est reconnue comme le niveau d'amplitude thermique annuelle nulle (figure 2 – Andersland et Ladanyi, 2004; French, 2007).

En présence de noyaux de nucléation, l'eau pure gèle à exactement 0 °C. Toutefois, lorsqu'elle contient des impuretés en solution, sa température de fusion se trouve diminuée. Le pergélisol peut tout de même exister et la parcelle de sol cryotique (<0 °C) et dégelée (où l'eau persiste sous forme liquide) par l'effet du soluté se nomme un cryopeg (van Everdingen, 2005). On en retrouve souvent un à la base du pergélisol (cryopeg basal – figure 2) et plus rarement isolé en son cœur (cryopeg isolé). La capillarité ou la pression hydrostatique du sol peut aussi déprimer la température de fusion de l'eau et occasionner une quantité importante de pores dégelés dans le sol gelé (Andersland et Ladanyi, 2004). En conséquence, l'effet période zéro intervient à une température inférieure à 0 °C et s'estompe graduellement (Romanovsky et Osterkamp, 2000). La définition d'un talik est très similaire à celle d'un cryopeg; toute parcelle de sol qui se trouve dans une zone de pergélisol et dont l'eau persiste à l'état liquide, au-dessus comme au-dessous de 0 °C (van Everdingen, 2005). Lorsqu'une couche de sol à l'état isothermique joue le rôle d'interface entre une couche gelée et une dégelée, elle est reconnue comme la frange gelée. Dans les sols grossiers, elle est normalement très mince, mais s'épaissit avec l'apparition d'une matrice fine. En maintenant l'effet période zéro, elle permet la migration d'eau (Azmatch *et al.*, 2012b). Dans les matériaux à forte capillarité, tels que la tourbe, les silts et les argiles, l'épaisseur de la frange gelée est considérable et elle présente un fort potentiel de ségrégation de glace par cryosuccion (Konrad et Morgenstern, 1980; Guodong, 1983; Sheng *et al.*, 1995a; Sheng *et al.*, 1995b ; Müller-Lupp et Bölter, 2003; Azmatch *et al.*, 2012a). Lors du processus de gel, la cryosuccion résulte de la migration d'eau liquide dans la microporosité de la frange gelée en direction du front de gel pour y former une ou plusieurs lentilles de glace (Konrad et Morgenstern, 1980; Guodong, 1983; Sheng *et al.*, 1995a). Il est aussi possible que l'eau migre préférentiellement le long de micro veines de glace sous la forme d'un mince film (Arenson *et al.*, 2008). Ce phénomène est responsable de fortes contraintes mécaniques, de soulèvement gélival et du processus de cryogenèse. La cryogenèse est ici définie comme le développement de structures de glace (en référence à la cryodiagenèse – French et Shur, 2010) spécifique au pergélisol appelées cryostructures (French, 2007; French et Shur, 2010).

Entre le pergélisol et la couche active, particulièrement lorsqu'il y a présence de matériaux fins à fort potentiel capillaire, se trouve la couche transitoire (*transient layer*) (figure 2). Dans cette couche, la température ne surpasse 0 °C que très rarement (Shur, 2005; French

2007; French et Shur, 2010). La couche active répond directement à l'évolution des conditions atmosphériques sur le court terme. La couche transitoire représente plutôt la tendance climatique; elle ne dégèle que rarement à l'échelle des 30 ans (Shur *et al.*, 2005). La frange gelée qui persiste dans cette couche y permet un écoulement d'eau minime, mais soutenu (Azmatch *et al.*, 2012b) entraînant l'accumulation de lentilles de glace (Guodong, 1983; Shur *et al.*, 2005; Shur et Jorgenson, 2007; Azmatch *et al.*, 2012a) en automne, en hiver et même au printemps (Mackay, 1983; Scherler *et al.*, 2010). À moyen terme, l'accumulation de lentilles de glace, ou la cryogenèse sous la couche transitoire peut mener à l'aggradation d'un horizon de sol particulièrement riche en glace appelée couche intermédiaire (*intermediate layer*) (figure 2 – Shur, 1988; Kanevskiy, 2003; French et Shur, 2010; Kanevskiy *et al.*, 2014). Par la grande masse thermique qu'elle représente, cette zone protège le pergélisol sous-jacent des fluctuations calorifiques mineures en surface; sa disparition pourrait amorcer le processus de thermokarst (Shur, 1974 dans Shur *et al.*, 2005; Shur, 1988; Shur et Jorgenson, 2007; Reynolds *et al.*, 2014). Le thermokarst est défini comme l'instabilité, la subsidence, l'érosion ou l'effondrement d'un terrain, localement ou de manière généralisée, en réponse à la dégradation du pergélisol (French, 2007; Kokelj et Jorgenson, 2013).

Le pergélisol peut être continu, discontinu, sporadique ou isolé, couvrant respectivement plus de 90 %, 50 à 90 %, 10 à 50 % ou moins de 10 % du terrain (figure 3). La moitié de la superficie du Canada se trouve dans une zone de pergélisol (Brown *et al.*, 1998; Smith *et al.*, 2010). Au Yukon, aux Territoires du Nord-Ouest et au Nunavut, la quasi-totalité du terrain est située sur du pergélisol (Brown *et al.*, 1998; Smith *et al.*, 2010). Au Québec, plus de la moitié du terrain rencontre aussi une probabilité significative de se trouver sur du pergélisol; cette probabilité est particulièrement élevée pour les régions du Nunavik et du Labrador (Hachem *et al.*, 2009).

Le pergélisol continu se trouve normalement au-delà de la limite latitudinale où la température atmosphérique annuelle moyenne est égale ou inférieure à -6 °C (Smith et Riseborough, 2002). Au Canada, dans la plaine côtière arctique où le pergélisol est continu, il peut atteindre jusqu'à 700 m d'épaisseur. Pour le pergélisol sporadique, l'isotherme limite est celle de -1 °C (Smith et Riseborough, 2002). Près de cette limite, les parcelles de pergélisol sont parsemées et caractérisées par une profondeur de l'ordre de 15 m tout au plus. Plus au sud, il ne

reste que quelques îlots de pergélisol isolés qui peuvent être relativement épais lorsqu'ils sont reliques. On les trouve généralement sur les versants nord des montagnes, sous les berges ombragées des rivières fortement incisées et sous les tourbières (French, 2007).

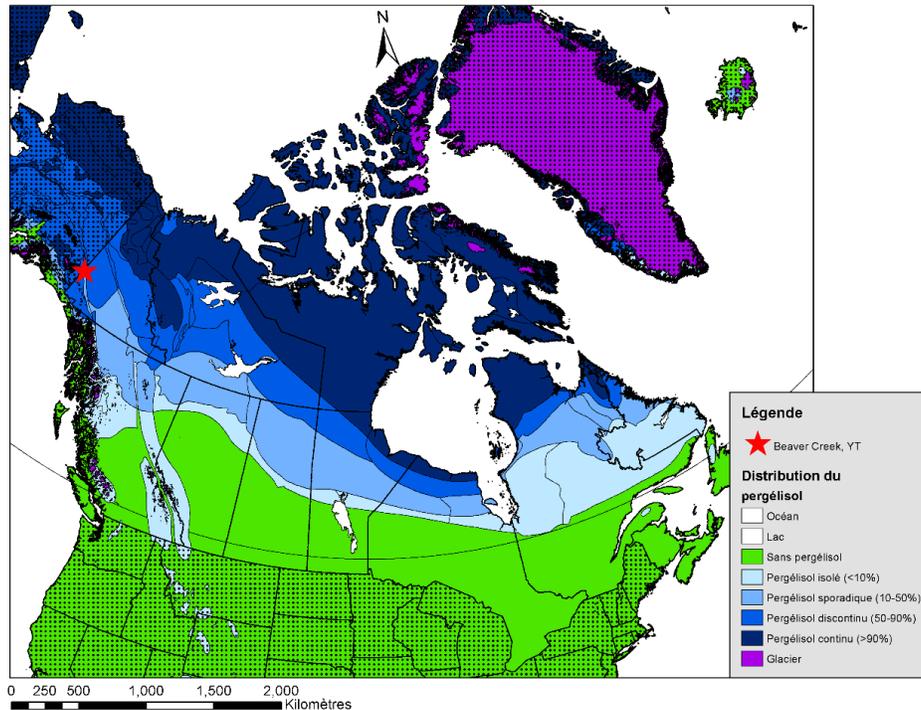


Figure 3 – Distribution du pergélisol au Canada, selon les données de Brown *et al.* (1998).

Les écosystèmes influencent fortement les propriétés physiques et thermiques de la couche active du pergélisol. Plus précisément, ils influencent les flux de chaleur qui y transitent. Sur la base de l'association du climat et de l'écosystème, cinq types de pergélisol sont distingués (Shur et Jorgenson, 2007). Le premier type est un pergélisol généré par le climat. Il se forme indépendamment de la végétation ou du niveau d'humidité, car le climat est suffisamment froid pour le soutenir dans toutes les conditions. Il est associé à la zone de pergélisol continu. Le second type est généré par le climat et modifié par l'écosystème. Là, le climat est aussi suffisant à son soutien, mais une succession végétale associée au contexte écosystémique en modifie le régime thermique. Le troisième type est généré par le climat et protégé par l'écosystème. Exclu de la zone de pergélisol continu, il est mis en place par un climat suffisamment froid et la végétation en assure la durabilité lors des années anormalement chaudes. Le quatrième type est généré par l'écosystème. Où le climat est plus tempéré, la présence de pergélisol s'explique par

le fait que certains types de végétation favorisent l'extraction de chaleur. Le dernier type (5) est protégé par l'écosystème. Il est hérité d'un climat passé et plus froid. Sa préservation est précaire; il est vulnérable à tout changement en surface. Il pourrait être qualifié de pergélisol relique vu le fait qu'il soit hérité de conditions révolues.

Au niveau génétique, le pergélisol est distingué en deux principaux types : épigénétique et syngénétique, puis en trois variantes : quasi-syngénétique, parasyngénétique et anti-syngénétique. Lorsqu'épigénétique, le pergélisol se propage dans un sol existant, de la surface vers le bas (Baranov et Kundryavtsev, 1963; French, 2007; French et Shur, 2010). Lorsque syngénétique, le pergélisol se propage de la surface vers le haut; c'est-à-dire qu'il résulte de l'accumulation de nouveaux sédiments en condition de pergélisol (Baranov et Kundryavtsev, 1963; French, 2007; French et Shur, 2010). Cette définition vaut aussi bien en période de refroidissement, où le pergélisol se propage simultanément vers le haut et vers le bas. Lorsque le pergélisol est relativement épais, sa genèse peut être mixte et il convient de le qualifier de polygénétique (Baranov et Kundryavtsev, 1963; French et Shur, 2010). Le pergélisol quasi-syngénétique se propage vers le haut par la croissance de la couche intermédiaire riche en glace et située au plafond du pergélisol. Cette croissance est normalement associée à l'amincissement de la couche active, elle-même généralement attribuée à la croissance de la végétation (Shur, 1988; Kanevskiy, 2003). Le pergélisol parasyngénétique est limité à celui s'étant propagé latéralement, de manière épigénétique, vers le centre d'un talik sublacustre après le drainage de son lac (French et Shur, 2010). Enfin, le pergélisol anti-syngénétique peut être compris comme celui dans lequel évoluent les coins de glace anti-syngénétique (Mackay, 1990). La croissance vers le bas de ces coins de glace résulte du retrait de matériel en surface et témoigne d'un sol en érosion. Par ailleurs, la partie supérieure des coins est tronquée à chaque fin d'été lorsque le dégel atteint sa profondeur maximale (Mackay, 1990).

### **1.1.3 Cryostratigraphie et cryostructures : clés d'interprétation**

La cryostratigraphie est l'étude des couches gelées de la croûte terrestre (French et Shur, 2010). Elle se distingue de la stratigraphie conventionnelle en reconnaissant que la structure des matériaux pergélisolés diffère de celle de matériaux dégelés. La cryostratigraphie peut servir à trois desseins (French et Shur, 2010) :

- 1- Documenter la glace intrasédimentaire de différents terrains,
- 2- Interpréter la cryogenèse et son historique et
- 3- Établir des analogues modernes de terrains jadis affectés par le pergélisol.

Les cinq types de glace intrasédimentaire pouvant s'être développés dans le pergélisol sont la glace interstitielle, les veines de glace, la glace de ségrégation, la glace d'injection et la glace de cavité. La glace enfouie n'est pas considérée ici à cause de sa genèse associée aux processus sédimentaires (Fortier *et al.*, 2012; Coulombe *et al.*, 2015).

La glace interstitielle se comprend comme l'eau congelée dans la porosité du sol sans en avoir modifié la structure. Elle s'y insère tel un ciment liant les particules minérales ou les fibres organiques et provoque un gonflement du sol rarement supérieur au 9 % d'expansion de l'eau après cristallisation. La glace interstitielle visible se distingue de la glace interstitielle invisible. La première est visible à l'œil nu et s'insère dans la macroporosité du sol alors que la seconde s'insère dans sa microporosité et n'est pas visible à l'œil nu. La glace interstitielle existe dans le pergélisol syngénétique comme épigénétique et est typique des sols exempts de matrice fine continue. Lorsque rencontrée dans des sols fins (où une matrice fine continue occasionne un fort potentiel de cryosuccion), elle peut signifier une source d'eau limitée ou un réseau de pores très grossiers tel que celui d'une tourbe fibreuse. La glace interstitielle invisible peut caractériser un sol dont l'eau a été retirée par cryosuccion pour former d'autres cryostructures (French, 2007). L'aspect organique de la cryostructure interstitielle gagne à être noté (Shur et Jorgenson, 1998; Kanevskiy *et al.*, 2013). Pour la rigueur, il est nécessaire de préciser que la cryostructure interstitielle invisible réfère plutôt à l'absence de cryostructure. Les détails au niveau de sa forme et de sa distribution devraient plutôt être discutés en termes de cryotexture (Murton et French, 1994). D'un point de vue géomorphologique, la cryostructure interstitielle invisible ne semble pas très intéressante (French, 2007). Toutefois, en influençant substantiellement les transferts de masse et de chaleur dans la frange gelée, son existence ne peut être négligée lors de l'étude de certains processus (Romanovsky et Osterkamp, 2000; Kane *et al.*, 2001; Arenson *et al.*, 2008; Azmatch *et al.*, 2012a; Azmatch *et al.*, 2012b; Kozłowski, 2013b).

Les veines de glace sont issues du gel de l'eau liquide infiltrée dans les fissures recoupant les cryostructures dominantes. Ces fissures peuvent se succéder au même endroit au fil des ans

et composer des culots de glace en forme de « V » nommés « coins de glace ». La glace de veine ou de coins peut facilement être distinguée des autres types par ses foliations verticales et l'inclusion de bulles d'air étirées sur l'axe vertical. Dans les coins de glace et autour, une quantité notable de détritiques organiques et minéraux peut être incluse.

La glace de ségrégation se forme au front de gel après que l'eau y ait migré par cryosuccion. Elle peut être distinguée par l'inclusion de bulles de gaz écrasées ou allongées perpendiculairement au front de gel (French, 2007; French et Shur 2010). Une organisation foliée parallèle au front de gel et l'inclusion d'impuretés lui sont aussi caractéristiques. La ségrégation de glace se produit normalement lorsque le gel se propage dans une matrice de sédiments gélifs; elle provoque un soulèvement gélique. Dans un pergélisol syngénétique, lorsque la glace s'incorpore à la base de la couche active, elle peut aussi être appelée glace d'aggradation. Les cryostructures possibles sont lenticulaires, microlenticulaires, stratifiées, réticulées, suspendues (ataxiques) ou pelliculaires.

La glace intrusive est formée par l'injection d'eau souterraine pressurisée. Elle constitue le cœur des pingos ou encore des buttes de glace saisonnières (*frost blister*). Elle peut être reconnue par sa relative pureté (rareté des bulles d'air ou des sédiments) et des stratifications parallèles au front de gel (French, 2007).

La glace de cavité est associée au gel d'eau dans une cavité qui résulte normalement du processus de thermo-érosion (Kanevskiy, *et al.*, 2008; Douglas *et al.*, 2011) ou de thermokarst (Shur *et al.*, 2004, Bray *et al.*, 2006, Fortier *et al.*, 2007; French et Shur, 2010). Cette glace peut se loger entre le couvert organique et le fond d'un ravin de thermo-érosion, sous l'effondrement d'une berge ou encore en relation avec d'autres mouvements de masse reliés à la dégradation du pergélisol. Bray *et al.* (2006) ont mis en lumière la cooccurrence de la cryostructure réticulée chaotique et le regel de l'eau en glace de cavité dans un environnement ayant subi la dégradation locale du pergélisol. Les expériences de Fortier *et al.* (2008) ont renforcé la théorie de Mackay (1974) expliquant la glace réticulée chaotique par le regel d'un sédiment saturé en système fermé.

Chaque cryostructure informe sur le mode de formation du pergélisol. Chacune est reliée au contexte éco-climatique dans lequel la cryogénèse s'est effectuée. Dans un pergélisol

syngénétique, la cryostructure microlenticulaire (inclusion de lentilles discontinues <0.5 mm) est typique (Shur *et al.*, 2004; Fortier et Allard, 2004; Fortier *et al.*, 2006; Bray *et al.*, 2006; Stephani *et al.*, 2010; French et Shur, 2010; Kanevskiy *et al.*, 2011) et peut être associée avec une cryostructure stratifiée (incluant des couches de glace entre 2 et 10 mm d'épais, relativement continues et séparées par 20 à 50 cm de sol sans glace apparente) aussi typique (Shur *et al.*, 2004; Fortier et Allard, 2004; Fortier *et al.*, 2006; Bray *et al.*, 2006; Stephani *et al.*, 2010; French et Shur, 2010). Une cryostructure stratifiée-lenticulaire (inclusion de lentilles entre 0.5 et 1.5 mm d'épais par <10 mm de large formant une matrice de glace continue) est aussi caractéristique du pergélisol syngénétique (Shur *et al.*, 2004; Bray *et al.*, 2006; Fortier *et al.*, 2006; Stephani *et al.*, 2010; French et Shur, 2010). Ces trois cryostructures sont influencées par les épisodes successifs d'accumulation de matériel en surface et le rehaussement du plafond du pergélisol. La cryostructure interstitielle visible ou non d'une matrice organique peut être associée au pergélisol quasi-syngénétique sous les sols organiques (Jorgenson *et al.*, 1998; Shur et Jorgenson, 1998; Kanevskiy *et al.*, 2013).

Dans un pergélisol épigénétique saturé composé de sédiments fins, la cryostructure réticulée est typique. Les blocs de sédiment entre 10 et 1000 mm de largeur sont entourés par un réseau de lentilles et de veines de glace entre 1 et 10 mm. La cryostructure réticulée se développe dans une forme régulière (orthogonale) dans les argiles et irrégulière dans les silts ou la tourbe. Son organisation est chaotique lorsque le regel est rapide dans un système fermé (Fortier *et al.*, 2008; French et Shur, 2010). Les blocs de sédiment ont une apparence sèche (pauvre en glace) et sont consolidés (cryostructure interstitielle invisible), car une importante partie de l'eau jadis en leur sein migre par cryosuccion vers le réseau de fissures de dessiccation (Mackay, 1974) et/ou vers la couche intermédiaire (French et Shur, 2010). La cryostructure stratifiée-lenticulaire peut aussi être associée au pergélisol épigénétique (Shur et Zhestkova, 2003). La glace pelliculaire se forme par ségrégation (Corte, 1963; Mackay, 1984; Ritter *et al.*, 2002). Elle est limitée à une couche (<1 à 100 mm) enrobant les fragments de roches ou de bois à la manière de la glace réticulée. Sans pouvoir être directement associée au mode de formation du gel, elle peut tout de même en indiquer la direction (Verpaelst *et al.*, 2015).

La cryostructure suspendue est définie par des fragments (de granulométrie variant des silts aux blocs) ou des agrégats de sédiments (<1 à 100 mm) suspendus dans la glace massive.

Elle peut représenter la glace de ségrégation, de veine, d'injection comme elle peut aussi représenter la glace basale de glacier (French et Shur, 2010; Fortier *et al.*, 2012). Lorsque la cryostructure suspendue est associée à la ségrégation de glace, elle est qualifiée de « ataxitique ». Cette cryostructure est fréquente en dessous de la table du pergélisol, sous forme d'agrégats boueux et anguleux (Murton et French, 1994; Kanevskiy *et al.*, 2013) et peut être associée à la glace de ségrégation d'un pergélisol épigénétique bien alimenté en eau (Calmels et Allard, 2008; Calmels et Froese, 2012). C'est par la localisation de cette cryostructure que Calmels et Froese (2012) ont proposé leur interprétation des différents niveaux de stabilité associés aux épisodes de dégradation partielle. C'est aussi par cette cryostructure associée avec des cryostructures stratifiées, stratifiées-lenticulaires, microlenticulaires et réticulées que Shur (1988) a défini la couche intermédiaire, ou le pergélisol quasi-syngénétique. Après un travail descriptif en Russie, Kanevskiy (1991 dans Kanevskiy, 2003) a évalué que l'épaisseur de cette couche sédimentaire varie entre 0.5 et 3 m. D'autres études soutiennent des valeurs similaires puis montrent une fréquente gradation. Vers le bas, la cryostructure ataxitique se transforme en cryostructure réticulée (Shur, 1988; Shur et Jorgenson, 1998; Jorgenson *et al.*, 1998; Kanevskiy *et al.*, 2013). Lors de la végétalisation d'un sol nu, l'aggradation de glace intrasédimentaire laisse une séquence verticale de cryostructures relativement typiques (figures 4).

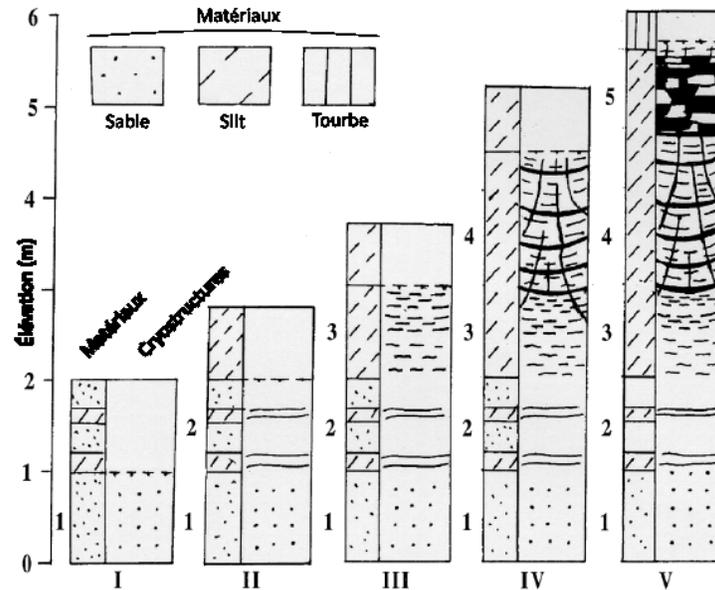


Figure 4 – Chronoséquence cryogénique de la plaine alluviale du delta de la rivière Colville, Alaska (modifié de Shur et Jorgenson, 1998). À mesure que l'activité fluviale diminue: I) le pergélisol se propage dans le sable au lit du chenal, sa cryostructure est interstitielle invisible (unité 1), II) le pergélisol se propage dans les lentilles de silt des levées alluviales, sa cryostructure est stratifiée (unité 2), III) le pergélisol s'aggrave dans la plaine alluviale active, sa cryostructure est lenticulaire dense et parfois réticulée (unité 3), IV) le pergélisol s'aggrave dans la plaine alluviale inactive, sa cryostructure est lenticulaire dense, réticulée et ataxitique (unité 4), la tourbe s'accumule et un réseau de coins de glace se développe et finalement, V) la plaine alluviale est abandonnée, la végétation se stabilise, la tourbe s'accumule et le pergélisol s'aggrave en dessous, sa cryostructure est ataxitique et interstitielle visible organique (unité 5).

### 1.1.4 Milieu humide

Les milieux humides sont caractérisés par un niveau phréatique très près de la surface pendant une durée suffisamment longue pour promouvoir la croissance d'une végétation hygrophile (Warner et Rubec, 1997; Mausbach et Parker, 2001; Rydin et Jeglum, 2006). Le *Système de Classification Canadien des Milieux Humides* (Warner et Rubec, 1997) permet leur classification en deux niveaux (la classe et la forme) sur la base de la chimie de leur eau (directement reliée à son origine), de leur régime hydrique et de leur morphologie. La physionomie de l'assemblage végétal des milieux humides peut servir à définir leur type, qui n'est toutefois pas spécifique à leur classification (Warner et Rubec, 1997).

Les milieux humides peuvent être organiques comme minéraux selon que l'épaisseur de leur couche organique de surface dépasse ou non les 0.40 m. Lorsque qualifiés d'organiques, les milieux humides sont des écosystèmes relativement influents sur la pédogenèse; ils dévient la tendance pédogénique vers l'accumulation de carbone sous forme de matière organique (GTNHT, 1997; Mausbach et Parker, 2001; GTCS, 2002; Rydin et Jeglum, 2006). Un tourbière est synonyme de milieu humide organique mais pas minéral.

Autour de 3 % de la surface terrestre est constituée de tourbière (Rydin et Jeglum, 2006). Au Canada, 1.24 million de kilomètres carrés sont composés de matériaux organiques en surface, ce qui représente 12 % de la superficie totale du pays (Tarnocai, 2009). Le volume précis des tourbières et leurs stocks de carbone sont plus difficiles à estimer vu que l'épaisseur et la densité des tourbières sont variables dans et entre chaque site (Rydin et Jeglum, 2006). Tarnocai (2009) a tout de même pu estimer le stock de carbone des sols canadiens à 147.11 Gt.

L'accumulation organique qui caractérise le sol des tourbières relève d'un surplus d'eau sur une base annuelle (Pihlainen, 1963; Richardson *et al.*, 2001; Mausbach et Parker, 2001; GTCS, 2002; Rydin et Jeglum, 2006). Selon les termes de Jenny (1941), l'existence d'un tel surplus d'eau requiert un matériel parental limitant significativement l'infiltration, un climat favorisant les précipitations et/ou limitant l'évapotranspiration et un relief limitant le ruissellement. Un taux de production végétale supérieur au taux de décomposition doit persister durant un temps considérable pour accumuler la tourbe.

Le couvert végétal d'un milieu humide se divise en quatre composantes : les plantes non vasculaires, les graminées et herbacées, les arbustes et les arbres. La productivité végétale des milieux humides peut dépasser les 1000 g/m<sup>2</sup>·an (Rydin et Jeglum, 2006). Cette productivité n'équivaut pas au taux d'accumulation organique. Pour calculer ce dernier, les masses exportées et dégradées doivent être soustraites de la productivité végétale. Normalement, le couvert organique peut s'épaissir de 1-10 mm/an. Lorsque le niveau phréatique annuel moyen augmente et/ou la température diminue, la vitesse totale de la décomposition diminue et l'accumulation peut augmenter.

Les espèces végétales peuvent être utilisées pour diagnostiquer les milieux humides (Rydin et Jeglum 2006). De manière générale, les sphaignes (*Sphagnum* spp.) sont associées à

des milieux humides pauvres en nutriments. Leur variété et/ou étendue relative est particulièrement haute dans les *bogs*, où le pH est minimal. Elle est un peu plus basse dans les *fens* plutôt pauvres. Dans les *fens* plus riches en nutriments, les autres types de bryophytes dominent. Les mousses brunes, souvent de la famille des Ambylostegiaceae (comme *Scorpidium* spp., *Calliergon* spp., *Campylium stellatum*, *Tomentypnum nitens*, *Paludella squarrosa*), sont les mieux représentées. Les mousses forestières, quant à elles, sont plutôt retrouvées en coussins dans les parcelles mieux drainées, ombragées et fraîches des *bogs* forestiers. Par exemple, *Hylocomium splendens*, *Pleurozium schreberi* et *Ptilium crista-castrensis* s'étendent à partir des plus hautes buttes du microrelief. D'autres types de bryophytes, tel que *Polytrichum* spp., *Aulacomnium palustre* et *Dicranum* spp., sont indicateurs d'une forte proximité avec le sol minéral au sein des *fens* et des marécages. La présence de graminoides, tel que les Poaceae, *Carex* spp., *Eriophorum* spp., Juncaceae et *Equisetum* spp., dénote l'aspect marécageux d'un milieu humide. La même diversité d'espèces existe aussi dans les points plus humides des *fens*, bien qu'elle soit moins développée en hauteur.

Le milieu humide à épinette noire (*Picea mariana*) est un type particulièrement répandu au sein des écosystèmes de la région boréale supérieure (Zoltai et Pollett, 1983). Sa composante arbustive naine inclut normalement le thé du Labrador (*Rhododendron groenlandicum*), le bleuet (*Vaccinium angustifolium* et *V. myrtilloides*) et la canneberge (*V. oxycoccos*). Lorsque cet assemblage est absent, le milieu humide à épinette peut être diagnostiqué par la présence de bouleau nain (*Betula nana*) et plusieurs espèces de saules (*Salix* spp.). Les épinettes noires contenues ont une productivité très limitée; elle tourne autour de 50 g/m<sup>2</sup>·an (Viereck et al., 1983). Les endroits les plus riches du milieu humide à épinette noire peuvent soutenir l'aulne gris (*Alnus incana* var. *rugosa*). Les arbres soutenus par les milieux humides boréaux sont limités à l'épinette noire, l'épinette blanche (*Picea mariana*), le mélèze laricin (*Larix laricina*), le thuya occidental (*Thuja occidentalis*) et le frêne noir (*Fraxinus nigra*).

Les lichens sont plutôt caractéristiques des milieux bien drainés, voire secs, mais ils peuvent également dominer les sommets plus secs des buttes présentes au sein des milieux humides. Certaines espèces de lichen sont même adaptées pour croître à la surface de la sphaigne. Plus au nord, la toundra est un milieu humide qui peut être dominé par la cladine (*Cladonia* spp.) lorsque sa surface est suffisamment drainée (Rydin et Jeglum, 2006).

## 1.2 Site à l'étude

Le site routier expérimental de Beaver Creek est situé à 5 km au sud-est-sud du village du même nom, le long de l'autoroute *Alaska Highway* (figure 5 – 62° 20' 20'' N – 140° 50' 10'' O), 40 km vers l'est de la frontière entre le Yukon (Canada) et l'Alaska (É-U). Cette section rapporte ce qui est déjà connu à son sujet. La géologie et la physiographie, l'histoire quaternaire, le climat et la végétation actuelles, le sol et le pergélisol et quelques détails de construction du site y sont abordés.

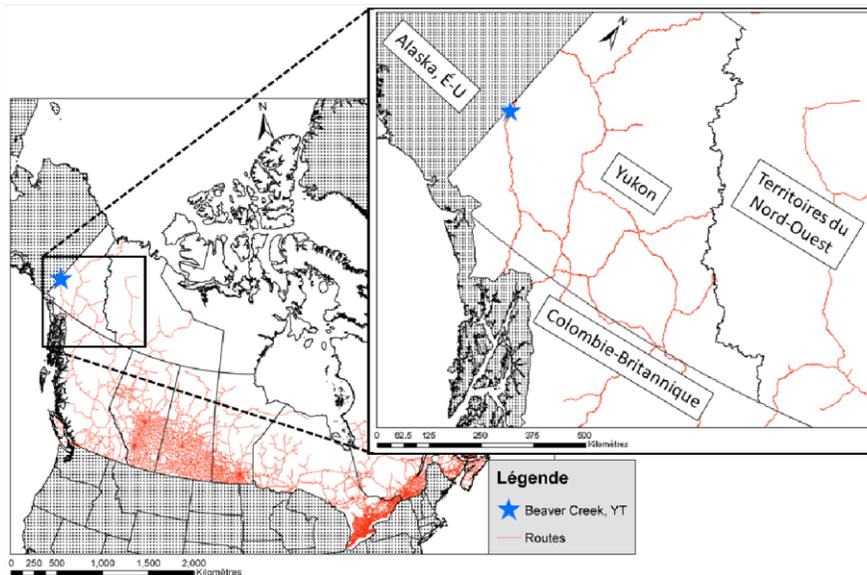


Figure 5 – Localisation de Beaver Creek, Yukon, au sein du Canada (RNCan, 2014a; 2014b).

### 1.2.1 Géologie et physiographie

Le site se trouve dans le bassin Wellesley (figure 6), une zone géologique déprimée dans la partie Ouest de la subdivision Intérieure de la Cordillère Canadienne (Bostock, 1948; Matthews, 1986; Gabrielse *et al.*, 1991). Ce bassin est bordé au sud-ouest par les chaînes de montagnes Nutzonin et Kluane, elles-mêmes annexées à la chaîne majeure des monts St-Elias (figure 6). Les monts St-Elias incluent les plus hauts sommets du Canada (>4000 m). Ils accueillent actuellement le complexe de calottes glaciaires St-Elias (Jackson *et al.*, 1991). Très anguleux, leurs plus hauts sommets forment des nunataks. Les montagnes Nutzonin et Kluane, quant à elles, s'organisent en une chaîne qui longe le pied nord-est des monts St-Elias. Séparant les monts St-Elias du bassin Wellesley, ces deux entités sont très semblables (Matthews, 1986;

Gabrielse *et al.*, 1991). La chaîne Nutzonin est plus au nord, la chaîne Kluane est plus au sud et leur élévation est de l'ordre des 2000 m (Moffit, 1943; Matthews, 1986; Gabrielse *et al.*, 1991). Ses sommets aussi très anguleux traduisent une érosion glaciaire récente. Encore aujourd'hui, la chaîne Nutzonin accueille quelques petits glaciers de cirque et glaciers rocheux (Moffit, 1943). La chaîne Kluane est similaire (Israel et Cobbett, 2008). De l'autre côté, au nord-est, le bassin Wellesley est bordé par la chaîne de montagnes Dawson (figure 6). Incluse au Plateau du Yukon, ses sommets sont plus bas et arrondis par les plus anciennes glaciations puis ses vallées glaciaires ont été incisées plus récemment (Bostock, 1948).

L'altitude du Bassin Wellesley est plutôt faible (600-700 m) comparée au Plateau du Yukon (1000-1500 m), aux montagnes Nutzonin (2000-2500 m) et aux monts St-Elias (>4000 m – Bostock, 1948). Cette configuration lui attribue le rôle de réceptacle efficace pour les glaciers et sédiments associés (figure 6). Lors de la dernière glaciation, le lobe glaciaire St-Elias était constitué d'un complexe de glaciers de piémont (Denton, 1974; Jackson *et al.*, 1991). Il provenait des monts St-Elias, traversait les montagnes Nutzonin et Kluane et se terminait dans la zone déprimée constituée du bassin Wellesley et de la faille Shakwak (figures 6 et 9). Une partie du complexe glaciaire empruntait le tracé de la rivière White, qui passe à quelque 20 km à l'est du site (Denton, 1974; Turner *et al.*, 2013).

La lithologie sous le bassin est tributaire de la terrane Windy-McKinley, agglomérée au continent autour du Jurassique inférieur (180 Ma – Hart, 2005). Issue d'une croûte océanique, les roches volcaniques et intrusives qui la composent sont ultramafiques. L'assemblage de roches sédimentaires qui s'y joint contient principalement des schistes argileux, cherts et calcaires (Hart, 2005) datant du Dévonien (410 Ma) au Crétacée (65 Ma – Tempelman-Kluit, 1974). De manière générale, l'imposant remplissage de dépôts quaternaires dans le bassin Wellesley (figure 6) empêche la connaissance de sa lithologie exacte. L'affleurement de roche à quelque 3.5 km du site constitue la seule source d'information locale. Cet affleurement est constitué de basalte vert massif aphanitique, de tuffs et de brèches volcaniques (Tempelman-Kluit, 1974). Les montagnes Nutzonin et Kluane représentent la sources principale des épandages glaciaires du bassin Wellesley, elles ont abondamment alimenté l'écoulement glaciaire de la rivière White (Denton, 1974). Tous deux appartenant à la terrane Wrangelia, elles sont composées de lits un peu déformés de schiste argileux, arkose, wacke, conglomérat, calcaire et

autres roches détritiques (Moffit, 1943; Israel et Cobbett, 2008). Les plus vieilles roches sont du Dévonien mais la grande majorité provient plutôt du Permien jusqu’au Crétacé (Moffit, 1943; Israel et Cobbett, 2008). Ces lits sédimentaires sont entrecoupés de dykes, sills et autres intrusions de roches magmatiques de la famille des granodiorites (Moffit, 1943). Des épanchements de laves basaltiques et andésitiques recouvrent partiellement le tout (Moffit, 1943). Les épanchements auraient débuté au Paléogène (début du Tertiaire) et continuent toujours de manière intermittente (Moffit, 1943). Les monts St-Elias constituent une source secondaire des épandages glaciaires du bassin Wellesley. Ils appartiennent à la terrane Alexander (Smith *et al.*, 2004). Cette dernière s’est formée en trois phases entre le Cambrien et Trias puis s’est annexée au continent à la fin du Crétacée (Gerhels et Saleeby, 1987). Les roches qui la composent incluent principalement les clastes volcaniques, le calcaire, le marbre, le greenstone, l’argilite, la phylite, la quartzite, le graywacke, le chert, la diorite et la granodiorite (Campbell et Dodd, 1982). En résumé, la diversité lithique potentielle de l’épanchement glaciaire dans le bassin Wellesley apparaît très grande.

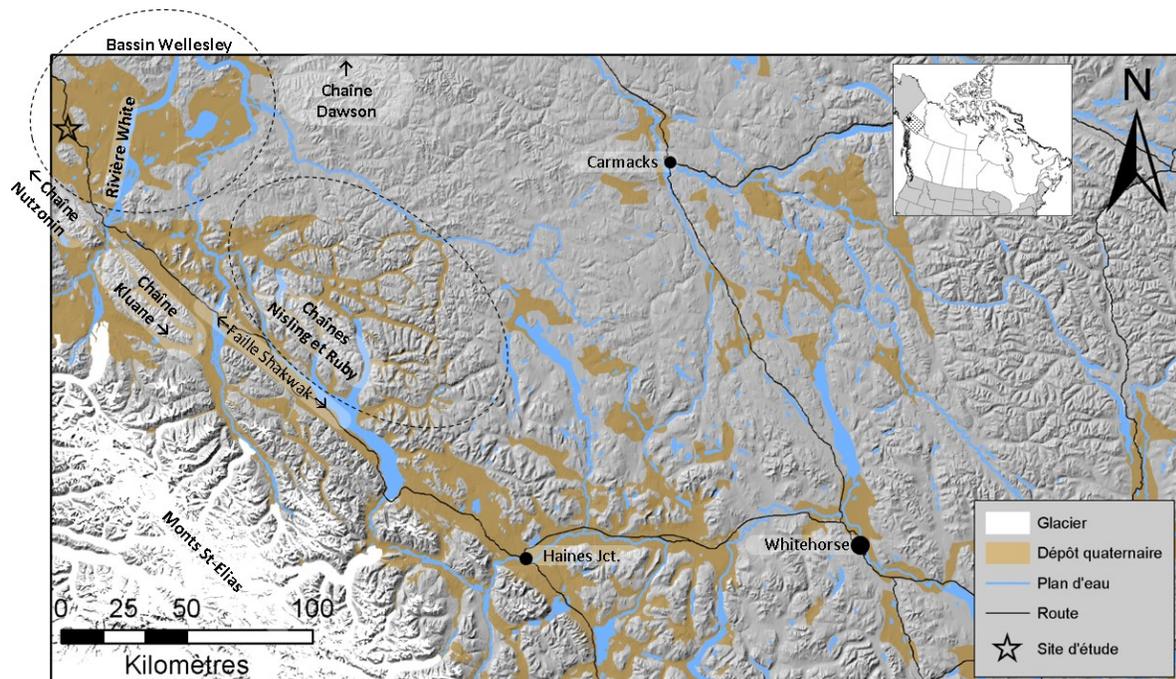


Figure 6 – Répartition des épais dépôts quaternaires dans la région, selon les données de la Commission Géologique du Yukon (Lipovsky et Bond, 2014). La couverture de dépôt en ces lieux est trop importante pour reconnaître la nature du socle rocheux. Le modèle de terrain ombragé en arrière-plan a été généré à partir des données de Ressources Naturelles Canada (RNCan, 2000).

Le site d'étude se trouve près de la marge sud-ouest du bassin Wellesley, sur la moraine de décrépitude non orientée (figure 12 – Rampton, 1971a; Rampton, 1971b; Lipovsky et Bond, 2014) du lobe glaciaire St-Elias (Jackson et al., 1991). Cette moraine est associée à la glaciation de Mirror Creek (figures 9 et 10 – Rampton, 1971). Le relief y est ondulé (figure 7 – Rampton, 1971a; Rampton, 1971b; Lipovsky et Bond, 2014). La rivière Beaver Creek, située à 2.2 km à l'ouest (figure 7), draine un bassin versant partiellement glaciaire à cheval entre les monts St-Elias et les montagnes Nutzonin, jusqu'au fleuve Yukon, en direction nord-nord-est. Elle a partiellement érodé la moraine sur laquelle se trouve le site d'étude (figure 12). D'une dimension inférieure, la rivière Enger Creek (figure 7) draine les deux massifs rocheux près du site (à l'est). Elle longe le côté est de la moraine qu'elle a érodé (figure 12).

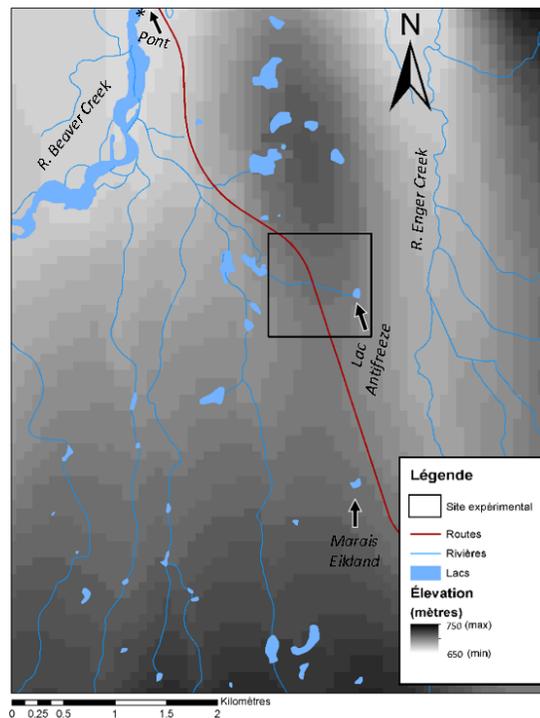


Figure 7 – Élévation aux environs du site d'étude, selon les données de Ressources Naturelles Canada (RNCan, 2000). L'élévation sous le pont (à l'endroit de l'astérisque) est de 667 m; elle est de 722 m au marais Eikland.

## 1.2.2 Histoire quaternaire

L'asynchronisme caractérise le cadre temporel des glaciations à l'échelle de la Béringie (Anderson et Lozhkin, 2001) comme à l'échelle du Yukon (Rampton, 1970; Denton, 1974; Turner *et al.*, 2013). Les dépôts glaciaires reconnus au sud-est du Territoire sont reliés à cinq

événements glaciaires. Les deux plus récents sont mineurs. Le plus récent est connu sous le nom de Petit Âge Glaciaire et s'est produit autour de 1757 A.D. (Reyes *et al.*, 2006). Le second, connu sous le nom de Néoglaciale, s'est entamé autour de 2.64 ka BP  $\pm$ 0.08 (Denton et Stuiver, 1967; Rampton, 1970) et dure toujours (il inclut vraisemblablement le Petit Âge Glaciaire). Le refroidissement Néoglaciale a commencé à se faire sentir plus tôt en altitude dans les montagnes Nutzonin (3.30 ka BP – figure 9) et dans le reste de la Cordillère (entre 3 et 5 ka BP – Porter et Denton, 1967).

La plus récente avancée glaciaire majeure s'est produite au Pléistocène tardif (figure 8), lors du Dernier Maximum Glaciaire. Cet épisode est connu en Amérique du Nord sous le nom de Wisconsinien Tardif. À l'échelle continentale, l'extension des glaces était maximale vers 18 ka BP (Dyke, 2004). De manière générale au Sud-Yukon, cette glaciation porte le nom de McConnell. Elle a connu son apogée un peu après 24 ka BP (Denton, 1974). La déglaciation s'est produite très rapidement, entre 13 et 9 ka BP (Denton, 1974; Jackson *et al.*, 1991). Dans la faille Shakwak (figure 9C), cette glaciation porte le nom de Kluane et son retrait s'est amorcé il y a 12.5 ka BP  $\pm$ 0.2 (Denton et Stuiver, 1967). Dans le bassin Wellesley, cette glaciation porte le nom de Macauley. Elle a culminé un peu avant 13.6 ka BP et a amorcé son retrait juste avant 11 ka BP  $\pm$ 0.16 (Rampton, 1971a; 1971b).

L'interstade entre la plus récente glaciation majeure et la précédente réfère à l'intervalle Boutellier (figure 8), au Wisconsinien Moyen (Denton et Stuiver, 1967; Schweger et Janssens, 1980; Anderson et Lozhkin, 2001). Durant cet épisode, entre 37.7 ka BP  $\pm$ 1.3 et 30.1 ka BP  $\pm$ 0.6, la faille Shakwak est restée libre de glace (Denton et Stuiver, 1967). Localement, le détail de cet interstade est obscur. Aucun profil d'altération notable n'a été observé dans les dépôts associés à la glaciation précédente, ce qui propose que la pédogenèse n'a pas significativement été active (Denton et Stuiver, 1967; Rampton, 1971a; Rampton, 1971b; Denton, 1974).

L'avant-dernière avancée glaciaire majeure s'est produite en au moins deux épisodes; un au Wisconsinien Précoce et l'autre à l'Illinoïen (figure 8). Dans la faille Shakwak, à Silver Creek (figure 9C), le plus jeune épisode réfère à la glaciation Icefield et le plus vieux réfère à la glaciation de Shakwak (Denton et Stuiver, 1967). Leur déglaciation respective surpasse la capacité de datation du  $^{14}\text{C}$  ( $>$ 49 ka BP). La glaciation Icefield, au Wisconsinien précoce, correspond à celle de Gladstone, reconnue dans le sud-est du Yukon en général. Sa déglaciation

a été estimée entre 55 et 50 ka BP par l'analyse d'isotope cosmogéniques ( $^{10}\text{Be}$ ) au lac Aishihik (figure 9D – Ward *et al.*, 2007). La glaciation de Shakhwak, à l'Illinoïen, correspond à celle de Reid reconnue dans le lobe Selwyn et dans le reste du Yukon en général (Denton et Stuiver, 1967; Rampton, 1971a, Ward *et al.*, 2007). Sa déglaciation a été estimée entre 158 ka BP  $\pm$ 18 et 132 ka BP  $\pm$ 18 par luminescence à stimulation optique au site Ash Bend, sur la Rivière Stewart (figure 9E – Demuro *et al.*, 2012). Tel que mentionné plus haut, ces deux épisodes représentent deux variations d'une même glaciation au cadre temporel complexe et peu connu.

Dans le bassin Wellesley, il reste impossible de savoir à quelle glaciation correspond celle de Mirror Creek (figure 8 et 9A), ni son âge (Rampton, 1971a; Rampton, 1971b; Vermaire et Cwynar, 2010). Le questionnement persiste aussi pour l'âge de la glaciation Icefield, dans la faille Shakhwak (Denton, 1974). Restant ouvertes, ces questions empêchent la cartographie précise des limites glaciaires. La source d'information la plus près se trouve dans la vallée de la rivière White (figure 9B). La moraine terminale la plus avancée dans cette vallée est associée à la glaciation de Reid. Celle associée à la glaciation de Gladstone se trouve à 5-10 km en amont (Turner *et al.*, 2013). Dans la même vallée, la moraine de McConnell se trouve relativement loin en amont des moraines de Reid et Gladstone (Bond *et al.*, 2008; Turner *et al.*, 2013).

Enfin, le plus vieil événement glaciaire aurait incisé les vallées jusqu'à 60-80 km au nord de Beaver Creek (Duk-Rodkin, 1999). Cet événement, qui pourrait bien être multiple, est normalement identifié comme les glaciations indifférenciées pré-Reid et l'âge des plus vieilles pourrait remonter à la fin du Pliocène (Duk-Rodkin, 1999; Duk-Rodkin, 2010). Aux environs de la rivière White, aucun indice ne supporte l'extension glaciaire pré-Reid (Bond *et al.*, 2008; Turner *et al.*, 2013).

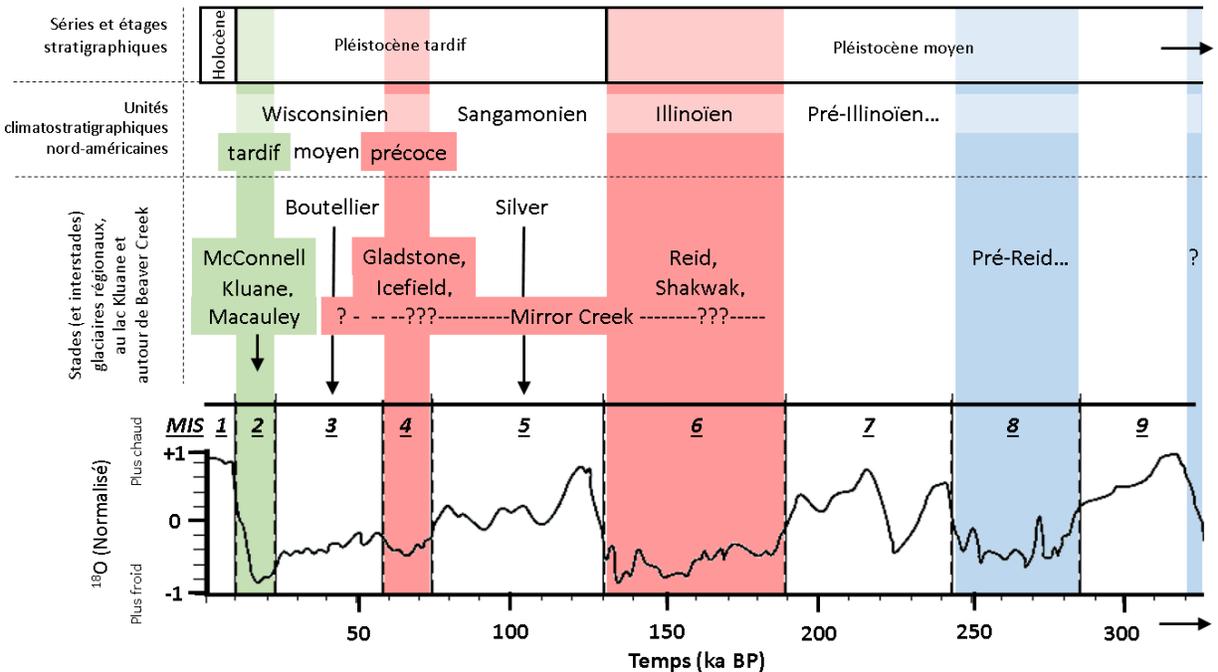


Figure 8 – Nomenclature quaternaire locale et équivalences. La courbe d'isotope «  $^{18}\text{O}$  (Normalisé) » est modifiée de Turner *et al.* (2013). L'acronyme MIS fait référence aux stades isotopiques marins. L'ombrage vert indique les stades glaciaires McConnell, Kluane et Macauley. Ils sont désignés pour des localités variables mais correspondent tous au dernier maximum glaciaire du Wisconsinien Tardif. Cet évènement marque la fin du Pléistocène. L'espace suivant laissé en blanc indique l'interstade glaciaire Boutellier. Il correspond au réchauffement du Wisconsinien Moyen. L'ombrage rouge indique les stades glaciaires de Gladstone et Icefield. Ils désignés pour des localités variables mais correspondent tous les deux à la glaciation du Wisconsinien précoce. L'espace suivant laissé en blanc indique la période interglaciaire Silver. Elle correspond au Sangamonien et marque le début du Pléistocène tardif. Toujours ombragé en rouge se trouvent les stades glaciaires Reid et Shakwak. Ils correspondent à l'Illinoïen et à la fin du Pléistocène moyen. Le stade de Mirror Creek est lui aussi laissé en rouge dans une plage temporelle considérable car sa date est indéterminée. L'ombrage bleu indique les stades glaciaires Pré-Illinoïens et Pré-Reid. Ils n'ont laissé que très peu d'indices dans les environs du site d'étude. Les couleurs associées aux stades glaciaires réfèrent à la carte des limites glaciaires à la figure 11.

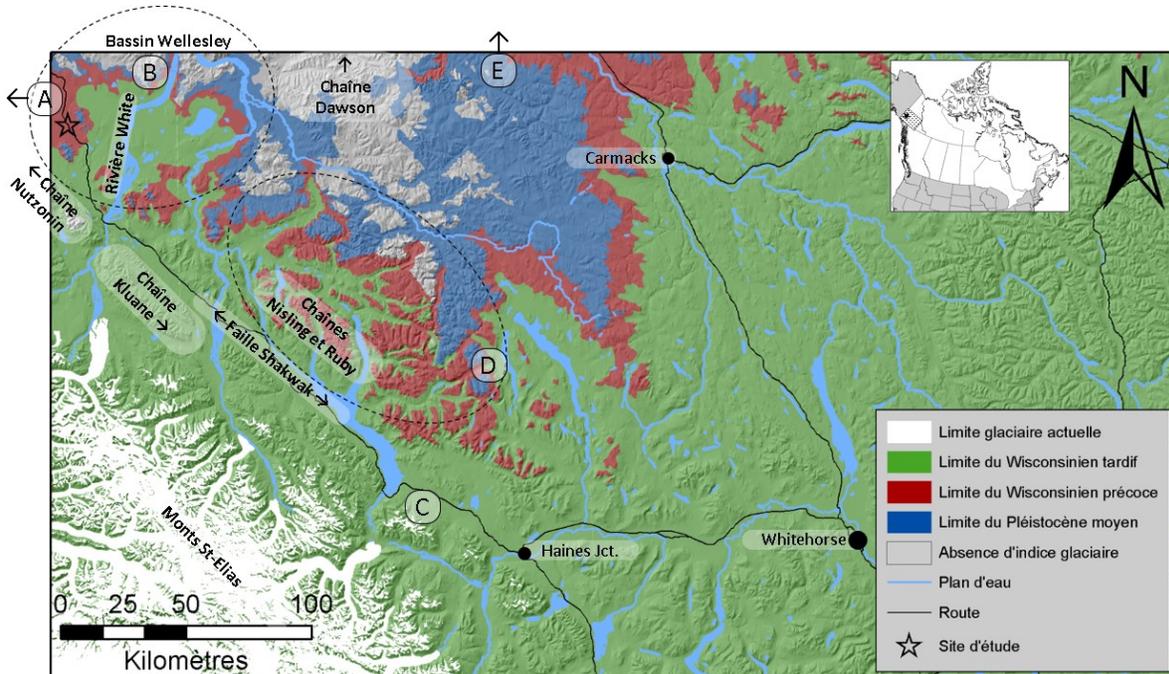


Figure 9 – Limites de répartition des glaciers dans la région selon les données de la Commission Géologique du Yukon (Duk-Rodkin, 1999). Les couleurs réfèrent à la figure 11. Le lobe glaciaire St-Elias ne se distingue qu'à l'échelle de la Cordillère. A indique la moraine de Mirror Creek (10 km à l'ouest – Rampton, 1971b), B indique le complexe de moraine de la rivière White (Turner *et al.*, 2013), C indique la succession de till de Shakwak (Denton et Stuiver, 1967), D indique le site du lac Aishihik (Ward *et al.*, 2007) et E indique le site Ash Bend (50 km au nord – Demuro *et al.*, 2012). Le modèle de terrain ombragé en arrière-plan a été généré à partir des données de Ressources Naturelles Canada (RNCAN, 2000).

Au site d'étude, les sédiments du lac Antifreeze ont révélé une partie de la végétation passée. L'assemblage pollinique à la base du carottage est daté du Wisconsinien Moyen (55-25 ka BP) et indique un écosystème de toundra-steppe (Rampton, 1971b; Vermaire et Cwynar, 2010) semblable à celui observé dans la vallée de la rivière White (Turner *et al.*, 2013) et ailleurs en Béringie durant l'interstade glaciaire Boutellier (Anderson et Lozhkin, 2001). Durant cet interstade, le climat est resté frais et sec, mais plus tempéré que lors d'un stade glaciaire (Rampton, 1971b; Anderson et Lozhkin, 2001; Vermaire et Cwynar, 2010). Sur le site d'étude de Beaver Creek, certaines niches écologiques plus clémentes auraient accueilli quelques épinettes vers la fin de l'interstade (approximativement entre 33 et 20 ka BP – Rampton, 1971b; Vermaire et Cwynar, 2010). Le matériel terrestre correspondant à l'interstade Boutellier a un âge non fini (au  $^{14}\text{C}$ ) tout en incluant des chironomides (matériel aquatique) associées au stade

glaciaire Macauley. Cette inconsistance propose que le matériel sédimenté au fond du lac se soit mélangé à celui des berges suite à leur effondrement après le Dernier Maximum Glaciaire (Vermaire et Cwynar, 2010). Le carottage montre aussi que la production de matière organique associée à la fin du stade glaciaire de Macauley est très basse; le silt éolien domine la sédimentation à un point tel que l'assemblage végétal ne peut être identifié par palynologie entre 19.7 et 14.3 ka BP (Vermaire et Cwynar, 2010). Le taux maximal d'accumulation sédimentaire a été mesuré à 1.95 m/ka entre 15 et 14 ka (Vermaire et Cwynar, 2010). Le peu de matériel organique qui a pu être identifié durant la période tardiglaciaire indique que l'écosystème était une toundra herbacée ouverte (Vermaire et Cwynar, 2010). Autour du site, la présence d'arbres a drastiquement augmenté autour de 8 ka BP durant l'optimum climatique Holocène associé au maximum d'insolation (Vermaire et Cwynar, 2010). Finalement, l'assemblage actuel de végétation est en place depuis 4 ka BP (Vermaire et Cwynar, 2010).

### **1.2.3 Climat et végétation actuels**

Les vents dominant le bassin Wellesley proviennent de l'océan Pacifique et vont vers l'est-nord-est (Strahler et Strahler, 1992). Les masses d'air maritime s'assèchent sous l'effet Chinook (Strahler et Strahler, 1992) en traversant les monts St-Elias. Les précipitations abondantes en altitude entretiennent le complexe de calottes glaciaires des monts St-Elias (Jackson *et al.*, 1991). En descendant dans le bassin Wellesley, les masses d'air asséchées entretiennent un climat continental subarctique froid et sec, où les étés sont relativement chauds et secs (Scudder, 1997; GTSE, 2014). La configuration géographique du bassin Wellesley limite les grands vents et favorise les périodes de stagnation d'air favorable aux inversions de température. Le taux de refroidissement climatique altitudinal est d'ailleurs renversé dans les zones les plus continentales de la Cordillère (Lewkowicz *et al.*, 2012).

À l'aéroport de Beaver Creek, entre 1981 et 2010, la température moyenne annuelle de l'air a été de -4.9 °C. Les moyennes mensuelles ont varié durant l'année entre -25.2 °C (en janvier) et 14.1 °C (en juillet – Environnement Canada, 2014). Les indices atmosphériques de gel et de dégel (somme annuelle des températures journalières en deça et au-dessus de 0 °C) ont été de 3321.8 et de 1573.7 degrés-jours respectivement (Environnement Canada, 2014). Les

précipitations ont été de l'ordre de 417 mm/an (équivalent en eau), dont 300 mm/an sont tombés en pluie (Environnement Canada, 2014).

Entre 1971 et 2000, les mêmes indices climatiques témoignent d'un climat plus frais. La température moyenne annuelle était de -5.5 °C et les moyennes mensuelles variaient entre -26.9 °C (en janvier) et 14.0 °C en juillet (Environnement Canada, 2014). Les indices atmosphériques de gel et de dégel étaient de 3534.2 et de 1532.6 degrés-jours respectivement (Environnement Canada, 2014). L'augmentation de température moyenne égale 0.6 °C entre les périodes de 1971-2000 et celle de 1981-2010. Annuellement, cette augmentation justifie 212.4 degrés-jours de gel en moins et 41.1 degrés-jours de fonte en plus, accumulés sur dix ans. L'indice de gel a diminué de 6 % et l'indice de dégel augmenté de 3 % lors des dix dernières années. Quant aux précipitations, elles sont restées relativement stables (Environnement Canada, 2014).

Le bassin Wellesley fait partie de l'écorégion du Plateau Klondike. Dans sa partie la plus au sud, le climat est plus tempéré et la forêt boréale ouverte domine. Elle est principalement composée par l'épinette blanche (*Picea glauca*), l'épinette noire (*P. mariana*), le peuplier faux-tremble (*Populus tremuloides*) et parfois le bouleau à papier (*Betula papyrifera*) (GTSE, 2014). Lorsque des milieux humides y sont rencontrés, ils sont inclus dans la région « Haute boréale (B<sub>h</sub>) » de la classification de Zoltai et Pollett (1983). Cette région peut inclure des *fens* nervurés, des plateaux de tourbe, des paises à cicatrices d'effondrement ou encore des *bogs* et *fens* plats.

Plusieurs auteurs ont fait référence à la *muskeg* et à une forêt d'épinettes rabougries pour décrire la couverture du sol au site d'étude (Rampton, 1971a; Rampton, 1971b; Vermaire et Cwynar, 2010; Stephani, 2013; Stephani *et al.*, 2014). Alternativement, l'écosystème a été identifié comme une toundra forestière dans le cadre du « Suivi Circumpolaire de la Couche Active (CALM) » (Brown *et al.*, 2003). Dans cette toundra, de grosses buttes herbacées et un épais tapis d'herbe, mousse et lichen recouvrent le sol et soutiennent les épinettes noires et diverses baies (Brown *et al.*, 2003). La description disponible dans les données de Ressources Naturelles Canada (RNCAN, 2009) n'est pas aussi informative; la couverture végétale actuelle serait composée d'une mosaïque de trois unités distinctes (figure 10).

1. La première, dominante, est basse et arbustive (figure 10 – Petits arbustes). Au moins un tiers de sa surface est recouvert de petits arbustes ripariens dont la hauteur moyenne est

inférieure à 2 m, des bouleaux glanduleux (*Betula glandulosa*) et saules (*Salix* spp.) principalement. Le reste inclut des graminoides, des lichens et des sols nus.

2. La seconde, en termes d'occurrence, est herbacée (figure 10 – Plantes herbacées). Plus du tiers du couvert est composé de végétation herbacée (graminées, herbacées latifoliées ou graminoides, et plantes cultivées).
3. La dernière unité est humide et herbacée (figure 10 – Zone humide herbacée). Sa nappe phréatique dépasse sa surface suffisamment longtemps pour permettre le développement d'écosystèmes aquatiques. L'abaissement ponctuel du niveau d'eau permet de même le développement d'une végétation principalement herbacée.

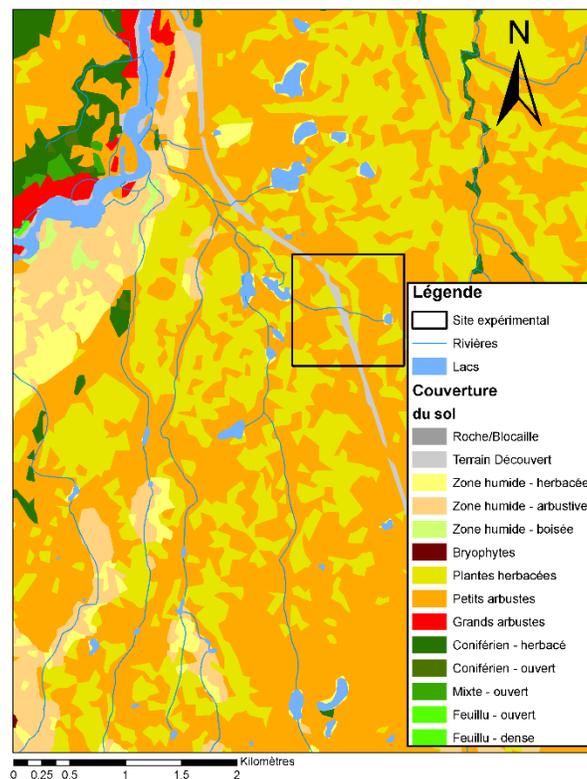


Figure 10 – Carte de la couverture de surface, selon les données de Ressources Naturelles Canada (RNCAN, 2009).

### 1.2.4 Sol et pergélisol

Le sol le plus fréquemment rencontré dans l'écorégion du Klondike est un cryosol turbique (GTSÉ, 2014). Dans les basses terres de la faille Shakhwak, les dépôts glaciaires,

fluvioglaciaires et glaciolacustres en constituent généralement le matériel parental (Rampton, 1971a; 1980). Le pergélisol est discontinu répandu (figure 11) et son épaisseur mesurée près de la frontière avec l'Alaska varie autour de 60-80 m (Jorgenson *et al.*, 2008). Il a été interprété comme riche en glace aggradationnelle polygénétique (Rampton, 1983 dans Stephani, 2013). La région contient des coins de glace peu ou pas du tout actifs (Péwé, 1975 dans Stephani, 2013). Les pentes irrégulières sont occasionnellement exemptes de pergélisol; elles permettent généralement le développement d'un brunisol eutrique (GTSÉ, 2014).

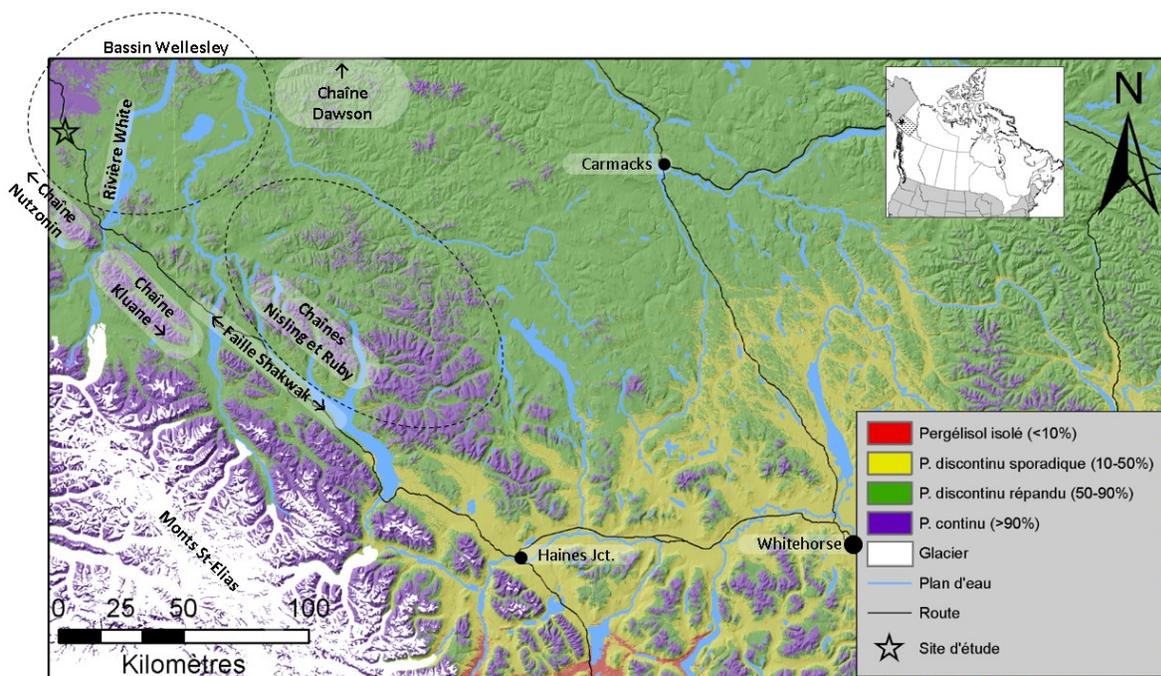


Figure 11 – Modèle numérique de distribution du pergélisol dans la région, selon les données de Bonnaventure *et al.*, 2012). Le modèle de terrain ombragé en arrière-plan a été généré à partir des données de Ressources Naturelles Canada (RNCAN, 2000).

Le matériel qui compose la moraine au site d'étude est un mélange de fragments grossiers (graviers ou plus gros), anguleux comme arrondis, dans une matrice sableuse (Rampton, 1980; Lipovsky et Bond, 2014). Une épaisseur considérable de silts potentiellement éoliens compose le fond des dépressions (Rampton, 1971b; Vermaire et Cwynar, 2010). Bien que la tourbe recouvre la quasi-totalité des dépôts fluviaux adjacents, elle s'est accumulée seulement sur quelques endroits épars de la moraine (figure 12), préférentiellement dans ses dépressions (Rampton, 1971b). Sous la grille du « Suivi Circumpolaire de la Couche Active (CALM) » (Brown *et al.*, 2003), un pédon a été décrit. L'horizon supérieur est composé par les

racines des buttes d’herbes et mesure 0.11 m, l’horizon intermédiaire est organique et mesure 0.11 m puis l’horizon inférieur est composé de silt dense et mesure 0.14 m. En 2010 et 2011 respectivement, la couche active avait une profondeur moyenne de 0.42 et 0.48 m (Brown *et al.*, 2003). Elle reste saturée presque en permanence (Brown, 1998; Stephani, 2013).

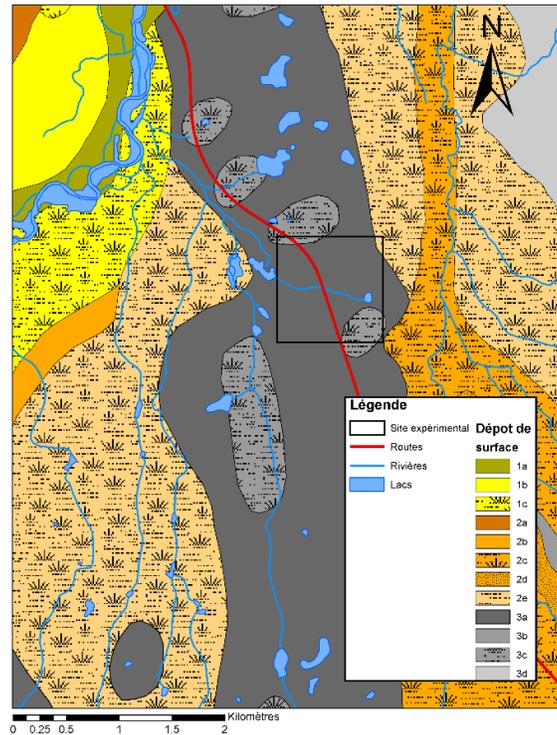


Figure 12 – Carte locale de la géologie de surface selon les données de la Commission Géologique du Yukon (Lipovsky et Bond, 2014). La légende est développée au tableau I.

En accord avec Péwé (1975) et Rampton (1983), Stephani *et al.* (Stephani *et al.*, 2010; Stephani *et al.*, 2012; Stephani, 2013; Stephani *et al.*, 2014) ont reconnu le pergélisol au site d’étude comme syngénétique et épigénétique, riche en glace et contenant des coins de glace enfouis et inactifs.

Un câble à thermistances a été installé en 2007 sous un îlot d’épinettes dans le milieu humide à proximité de la route (<40 m à l’ouest – Lipovsky et Yoshikawa, 2009). Durant l’année 2007-2008, la température moyenne de l’air était de -4.1 °C. Elle était de -1.7 °C à la surface du sol, -3.6 °C au plafond du pergélisol et -3.1 °C à 5 m au fond du forage. La profondeur d’amplitude thermique nulle se trouve sous la base du forage (Lipovsky et Yoshikawa, 2009). Le tableau II et la figure 13 résument ces données.

Dépôt de base	Classe	Époque de mise en place	Texture	Dépôt postglaciaire
Fluvial	1a	Actif	Gravier	-----
	1b	Holocène	Gravier, sable et silt	-----
	1c	Holocène	Gravier, sable et silt	Tourbe fibreuse
Fluvio-glaciaire	2a	Glaciation Macauley	Gravier	-----
	2b	Glaciation Macauley	Gravier et sable	-----
	2c	Glaciation Mirror Creek	Gravier et sable	Tourbe fibreuse
	2d	Glaciation Mirror Creek	Sable, gravier et silt	-----
	2e	Glaciation Mirror Creek	Sable, gravier et silt	Tourbe fibreuse
Moraine	3a	Glaciation Mirror Creek	Diamicton sableux	-----
	3b	Glaciation Mirror Creek	Diamicton sableux	-----
	3c	Glaciation Mirror Creek	Diamicton graveleux	Tourbe fibreuse
	3d	Glaciation Mirror Creek	Diamicton sablo-silteux	-----

Tableau I – Description des dépôts de surface exposés à la figure 13, selon les données de la Commission Géologique du Yukon (Lipovsky et Bond, 2014).

Épaisseur de la couche active ( $D_{AL}$ )		1.0 m
Profondeur de l'amplitude thermique nulle ( $D_0$ )		> 5.0 m
Température moyenne annuelle de l'air ( $T_A$ )		-4.1 °C
Température annuelle moyenne du sol	À la surface du sol ( $T_S$ )	-1.7 °C
	Au plafond du pergélisol ( $T_{PT}$ )	-3.6 °C
	À 3 m sous la surface	-3.3 °C
	À la profondeur de l'amplitude thermique nulle ( $T_0$ )	> -3.1 °C
Décalage en surface (température annuelle moyenne de l'air moins celle de la surface du sol)		+2.4 °C
Décalage thermique (température annuelle moyenne de la surface du sol moins celle de la table du pergélisol)		-1.9 °C

Tableau II – Statistiques thermiques du pergélisol naturel durant l'année 2007-2008 (Lipovsky et Yoshikawa, 2009).

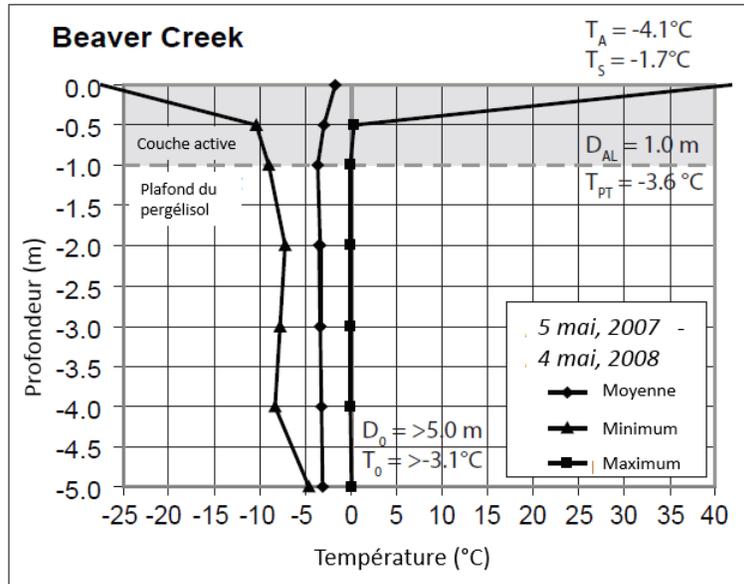


Figure 13 – Enveloppe de température dans le sol naturel entre le 5 mai 2007 et le 4 mai 2008 (Lipovsky et Yoshikawa, 2009). Les symboles réfèrent aux items entre parenthèses du tableau II.

### 1.2.5 Détails de construction du site routier expérimental

Le site routier expérimental de Beaver Creek a été intégré en 2008 dans un segment de route préexistant. Ce segment a été construit en 1996 en vue de diminuer le rayon de courbure d'un détour de l'*Alaska Highway* qui ne répondait plus aux normes. L'ancien segment de route repose toujours à quelque 100 m au nord du site expérimental, mais il est abandonné depuis l'inauguration du nouveau segment.

Sauf l'abri solaire, toutes les techniques de préservation du pergélisol au site expérimental routier ont été implémentées entre avril et juin 2008. Lors de leur mise en place et celle de l'instrumentation, toute excavation devait arrêter 0.7 m au-dessus de la nappe phréatique afin de ne pas contaminer le matériel de remblai avec une surcharge d'eau et de chaleur. Sous les sections YG6 (Abris solaires) et YG7 (Ponceaux longitudinaux), des drains agricoles ont dû être installés afin de drainer l'excès d'eau et l'envoyer dans le milieu humide en aval (Fortier, D. – Communication personnelle). Sauf où des ponceaux ou drains ont été installés, le couvert organique en surface du sol naturel a été préservé et le remblai s'y superpose toujours. Sous les ponceaux, des couches variées d'isolant reproduisent l'effet de la tourbe à la surface du sol (Stephani et al., 2010; Walsh, 2014).

## 2 Méthodologie

### 2.1 Base théorique

La géomorphologie est la science qui sert de base au raisonnement derrière ce mémoire. Elle vise à décrire, classer et expliquer les formes à la surface de la Terre. L'approche systémique est indissociable de la géomorphologie (Brunsden et Thornes, 1979; Phillips, 1992; Brunsden, 2001; Huggett, 2007). Elle implique la compréhension de la structure complexe et du comportement non linéaire d'un système formé de plusieurs composantes en interaction (Chorley et Kennedy, 1971; Phillips, 1992; Skyttner, 2001; Thomas, 2001; Huggett, 2007). Comme les écosystèmes, les paysages sont des systèmes complexes et structurés, formés de plusieurs composantes. Leur compréhension va bien au-delà de celle de la somme de leurs composantes. Pour raccorder avec la théorie, les paysages sont compris comme des géosystèmes qui reçoivent, convertissent et évacuent matière et énergie selon leurs modes de régulation et propriétés intrinsèques (Demek et Czechoslovakia, 1978; Snytko et Semenov, 2008).

L'objectif ultime de ce travail est de comprendre comment s'organisent les composantes du Géosystème de Beaver Creek. La méthodologie développée pour y répondre est basée sur les *Principes et Méthodes de la Géomorphologie* (Tricart, 1965). En termes systémiques, le terrain est considéré comme un système ouvert de type « processus-réponse » à surface irrégulière; son étude se décline en trois aspects : la structure, les processus et l'évolution (Chorley et Kennedy, 1971, p.149).

La reconnaissance de la structure du paysage éclaire la dimension spatiale de la géomorphologie. En des termes systémiques, elle vise à identifier les composantes du terrain. Le livre II de Tricart (*Observation des phénomènes et des faits géomorphologiques* – Tricart, 1965, p.77-244) y est dédié.

L'identification et la mesure des processus éclairent la dimension dynamique de la géomorphologie. Dans l'approche systémique, elle vise à documenter des flux de matière ou d'énergie entre les composantes. Le livre III de Tricart (*L'analyse dynamique : L'étude des mécanismes* – Tricart, 1965, p.245-397) y est dédié.

La reconnaissance de stades de développement informe sur la perspective évolutive de la géomorphologie. Dans l'approche systémique, elle vise à identifier la trajectoire qu'a suivi l'objet pour atteindre son état actuel. Le livre IV de Tricart (*L'étude du passé en géomorphologie : Évolutions, reconstructions paléogéographiques* – Tricart, 1965, p.398-469) y est dédié.

La méthodologie dans ce mémoire met l'accent sur la structure et l'évolution, soit le premier et le troisième aspect de la géomorphologie. Les résultats permettront d'en discuter directement. La discussion des processus sera plutôt basée sur la spéculation, limite inévitable d'un modèle géomorphologique (French et Thorn, 2006) à une échelle donnée. L'échelle spatiotemporelle des faits à considérer est du sixième ordre (Tricart, 1965, p.93), ce qui signifie que l'emphase est mise sur l'évolution d'une forme de terrain particulière d'au plus une centaine de kilomètres carrés au cours des derniers millénaires.

## **2.2 Procédure générale**

Les techniques utilisées pour générer l'information requise sont basées sur l'imagerie et les travaux de terrain; elles sont détaillées dans les prochaines sections. L'imagerie a permis d'atteindre une vision d'ensemble au site d'étude et au-delà. La couverture spatiale du site a toutefois été très irrégulière lors des travaux de terrain vu des conditions techniques difficiles. Cette irrégularité implique que les résultats apparaissent débalancés. Une précaution particulière a néanmoins été observée pour obtenir l'information représentant au maximum la diversité des environnements présents au site d'étude. Les résultats sont viables en vue de définir et caractériser le géosystème bien qu'ils ne puissent être interprétés via un travail de statistique spatiale.

La grande majorité de l'information utilisée pour répondre aux objectifs est de nature géographique. Toutes les données géoréférencées ont été intégrées dans un Système d'Information Géographique (SIG) dont la gestion a été effectuée à l'aide du logiciel ©ArcGIS. L'analyse géographique est développée à l'échelle 1:5000. Les travaux de terrain se sont limités à 1 km<sup>2</sup> autour du site routier expérimental de Beaver Creek (UTM Zone 7N, 6911900m, 508600m – figure 14).

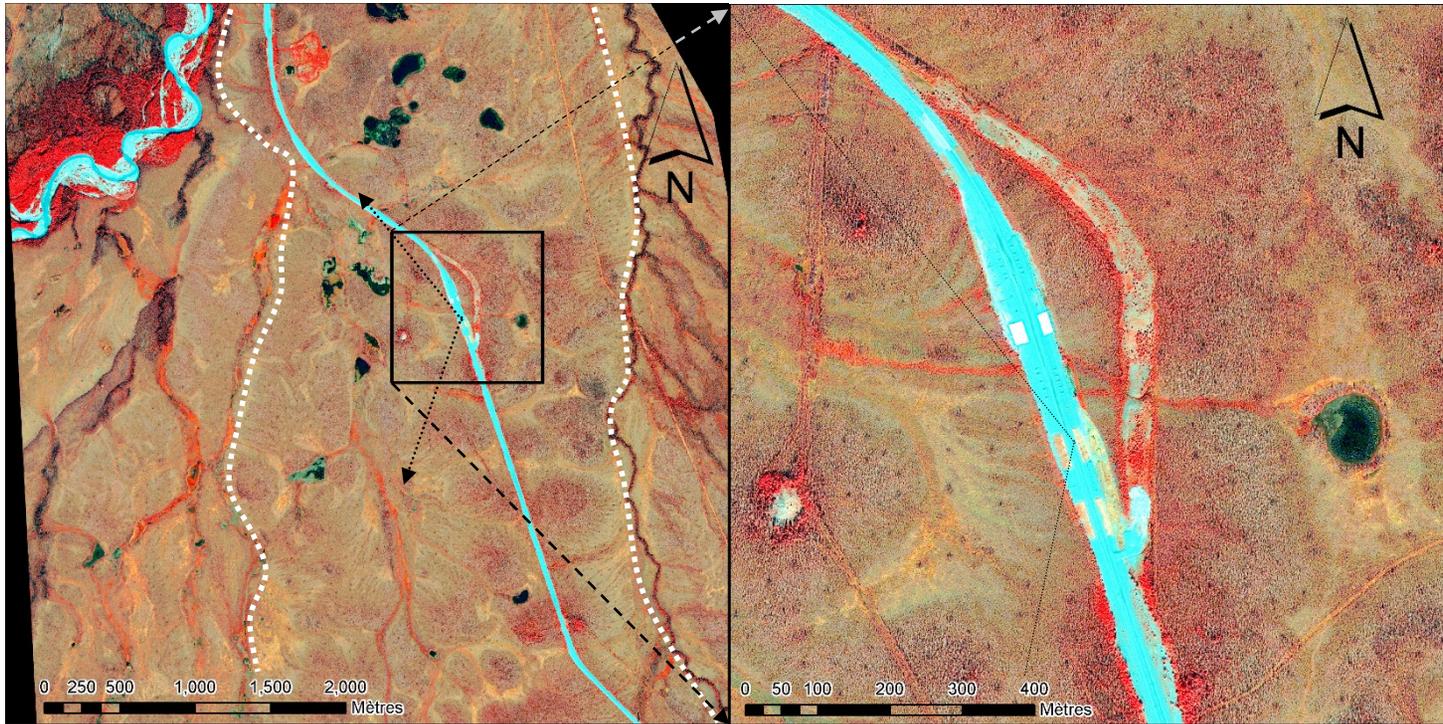


Figure 14 – Image satellite prise par WorldViewII le 4 août 2010 à 21h30. Elle est affichée en infrarouge (R), vert (G) et bleu (B). L'encadré noir représente les limites du site d'étude et les pointillés noirs représentent l'étendue de la photo à la figure 18. La moraine est située dans la zone entre les pointillés blancs. Le centre du carré se trouve environ à  $62^{\circ} 20' 20''$  N –  $140^{\circ} 50' 09''$  O, voir la coordonnée UTM dans le texte pour plus de précision.



Figure 15 – Vue du site prise le 30 septembre 2011 à 7h40 à partir de la section YG3. L'étendue du champ visuel est délimitée par les flèches noires de la figure 17.

## 2.3 Physiographie et hydrologie

Un Modèle Numérique d'Altitude (MNA) a été conçu par la synthèse de trois différentes opérations de mesure. Deux d'entre elles (« DGPS2014 » et « Vivian2012 ») ont utilisé un Système de Positionnement Global Différentiel (DGPS) et l'autre (« Stéréo ») s'est basée sur l'observation des images aériennes en stéréoscopie et la connaissance du terrain. La série d'altitude « DGPS2014 » comprend des mesures prises au même endroit que Stephani *et al.* (2008; 2014) en plus de nombreux transects parallèles à la route. Ces mesures ont été réalisées en mars 2014 à l'aide d'un DGPS ©Trimble R8 (précision de 8 mm sur le plan horizontal et 15 mm sur le plan vertical) et ont été corrigées par le Centre Canadien de Télédétection (voir l'annexe 1). La série d'altitude « Vivian2012 » consiste en un nuage continu de points centré autour de la route actuelle et celle qui a été abandonnée. Le relevé s'étend légèrement sur l'environnement naturel en bordure de la route. Ses mesures ont été réalisées à l'été 2012 à l'aide d'un module DGPS ©Leica Viva-In, qui possède des spécifications similaires au ©Trimble R8. Ses mesures ont été rapportées à un datum non spécifié par des collègues de l'Université d'Alaska. Elles ont été comparées à six mesures d'altitudes de « DGPS2014 » en des localisations homologues (toutes sur le sommet de la route) afin des rapporter au même datum. Après avoir vérifié une erreur moyenne de 2.79 m, avec un écart-type aussi faible que 0.06 m, toutes les valeurs du relevé « Vivian2012 » ont été corrigées systématiquement de -2.79 m (tableau III). Le datum du relevé « DGPS2014 » a été choisi comme référence pour toutes les autres mesures car sa correction est certifiée. Le MNA de ce mémoire est basé sur le CGVD2013 (Système Canadien de Référence Verticale de 2013).

Point de comparaison	Altitude absolue (mètres au-dessus du niveau de la mer d'après le CGVD2013)		Différence d'altitude (m.a.n.m.)
	Vivian2012	DGPS2014	
YG11mid	713.84	711.04	2.8
YG11-10	714.23	711.52	2.71
YG8-7	715.18	712.44	2.74
YG7-6	715.79	712.98	2.81
Culv-YG4	716.13	713.25	2.88
YG4-5	716.28	713.54	2.74
YG5-3	716.54	713.72	2.82
Moyenne	-----	-----	2.79
Écart-type		-----	0.06

Tableau III – Comparaison des altitudes absolues mesurées lors des deux relevés DGPS différents.

L'outil *Spline With Barrier* de ©ArcGIS Toolbox a été utilisé pour interpoler et extrapoler l'altitude du terrain entre les points mesurés à l'intérieur des limites du site d'étude (voir l'annexe 2). Deux versions du MNA ont été produites : une avec tous les points disponibles afin de représenter les conditions actuelles en incluant la route, et l'autre excluant la route afin de représenter le terrain avant sa mise aux normes. Ce dernier s'appuie sur la présomption que la forme du terrain naturel n'ait pas changée depuis les premières images aériennes.

Le suivi du régime hydrique a été effectué lors de l'été 2013 en quelques endroits clés du relief à l'aide de capteurs de pression autonomes. Ils étaient logés dans des puits d'observation hydrologique préalablement installés dans la couche active. Les puits étaient construits de tubes de PVC (d'un diamètre de 50 mm) perforés et recouverts d'une gaine contre la sédimentation, de manière à laisser le niveau d'eau du tube s'ajuster avec celui du sol environnant. Les capteurs de pression utilisés sont du modèle HOBO U20, produits par Onset Corporation. Leur signal de pression était converti en hauteur d'eau à l'aide du logiciel HOBOWare, fourni par la même compagnie. Les capteurs ont une résolution équivalente à 0.14 cm et une précision équivalente  $\pm 0.3$  cm. Leur profondeur d'installation devait être ajustée vers le bas à mesure que la couche active dégelait.

## 2.4 Écologie

La couverture de surface a été découpée en unités distinctes (voir l'annexe 3) sur la base des photos aériennes analysées en stéréoscopie, de l'image satellite à haute résolution incluant la bande infrarouge proche (dont la longueur d'onde est située entre 770 et 895 nm – figure 14) et de plusieurs sorties de reconnaissance sur le terrain. Une visite de chaque unité a été faite en vue d'en décrire la couverture végétale ou autre attribut de la surface. La description a été principalement qualitative.

La flore *Plants of the Western Forest* (Johnson *et al.*, 1995) a été utilisée pour identifier la végétation. Cette opération a mené à une classification des unités écologiques naturelles basée sur *The Alaska Vegetation Classification* (Viereck *et al.*, 1992). Un relevé quantitatif des assemblages végétaux, inspiré par la méthode de Daubenmire (1959), a également été fait pour amender la description de certaines unités écologiques (voir l'annexe 4). Ce relevé consiste en l'évaluation visuelle du pourcentage de la surface du sol recouverte par les espèces dominantes

dans une étendue circulaire équivalente à 20 m de diamètre. Dans ce périmètre étaient notées la végétation collée au sol (<0.5 m), l'étage arbustive naine (0.5-1.0 m) et la canopée (>1.0 m). Trois sites de l'environnement naturel ont été relevés. Les limites des différentes unités écologiques ont été identifiées et décrites sur la base de la texture et de la couleur des images aériennes et satellites. Le logiciel ©ArcGIS a servi à les numériser.

L'image la plus récente du site et des quelque 25 km<sup>2</sup> environnants a été acquise par le satellite ©WorldViewII le 4 juillet 2008. Elle a une résolution de 0.5 m, sa géoréférence a une précision de 5 m et elle comporte quatre bandes spectrales (bleu, vert, rouge et infrarouge proche). Les images aériennes 44 à 64 de la ligne de vol A24208, acquise en 1975 (date exacte inconnue) à l'échelle de 1 : 12 000, sont panchromatiques. Elles ont été dupliquées à partir de la collection de la Bibliothèque de la Commission Géologique du Yukon (<http://www.emr.gov.yk.ca/library/skyline.html>).

La cartographie écologique inclut tous les types de couvertures de surface présents au site d'étude; elle inclut les lacs et ruisseaux, cinq différents milieux végétalisés et deux milieux récemment modifiés par l'action anthropique. Le travail principal de reconnaissance végétale a été effectué lors d'une sortie de terrain le 25 juin 2012. Durant ce travail, la microtopographie, la présence d'eau en surface, la présence de sol dénudé, la présence de graviers et de roches affleurants, les différents types de végétaux et la proportion de chacun ont été décrits. Chaque relevé a été effectué à partir du centre des parcelles de terrain où la couverture était suffisamment homogène à l'échelle de 100 m<sup>2</sup>. Dans chaque relevé végétal, un pourcentage de recouvrement du sol a été alloué pour chacune des trois strates végétales principales. La première strate correspond au plancher, elle contient les herbes, lichens, sphaignes et autres bryophytes. La seconde strate est arbustive, elle comporte les arbustes entre 0.1 et 0.5 m. La dernière strate correspond à la canopée, elle comprend les arbres et arbustes de plus de 0.5 m avec une composante ligneuse. Lors du relevé, lorsque plus d'un assemblage apparaissait à l'échelle des 100 m<sup>2</sup>, ils étaient décrits séparément et la transition entre chacun était décrite.

La carte écologique (ou de couverture de surface) générée réfère aux années récentes (2008 à aujourd'hui). Comme pour la topographie, une carte supplémentaire a été produite. Elle réfère aux conditions préalables au réalignement de la route. Sur cette carte supplémentaire, l'interprétation des limites de ses unités écologiques est basée sur la texture et les tons des gris.

La production de cette carte s'appuie sur la présomption que la nature des assemblages végétaux n'ait pas changée.

## 2.5 Pédologie

La profondeur des sols présents au site d'étude a été mesurée. Ils ont ensuite été décrits (profondeur de la couche active, stratigraphie et matériaux) puis classifiés (voir l'annexe 5). Leur distribution géographique a été rapportée sur une carte puis des échantillons ont été récoltés et utilisés pour mesurer certaines propriétés physiques (couleur, teneur en matière organique, densité et porosité). Enfin, la plage de température possible dans les sols a été mesurée dans quelques puits d'observation hydrologique.

La profondeur de la couche active a été mesurée au moment où le dégel saisonnier atteint normalement sa profondeur maximale (01 octobre 2012 ou 07 octobre 2013) à l'aide d'une sonde de dégel, d'une tarière, d'une pelle ou d'une foreuse. Sous la route, le matériel était insondable (trop grossier) alors la profondeur maximale du dégel a été déduite du suivi de la température provenant des câbles à thermistances (voir l'annexe 6).

Afin de décrire la stratigraphie et la composition du sol, le matériel a été extrait à l'aide d'une pelle, d'une tarière ou d'une foreuse à carottier. La couleur, l'estimation de la distribution granulométrique et l'inclusion de matière organique ont été notées. Chaque sondage a été classifié selon le *Système Canadien de Classification des Sols* (GTCS 2002). La composition du remblai a été présumée conforme au matériel spécifié dans les pratiques courantes de *Yukon Highways and Public Works*. Son épaisseur totale n'a pu être mesurée directement. Une valeur minimum a été calculée par la différence entre le MNÉ actuel et celui qui réfère à 1975. Cette valeur a été comparée à celle issue du relevé géoradar de Stephani (2013) pour évaluer le tassement local apparent.

Au total, une centaine d'échantillons provenant de la couche active et du plafond du pergélisol ont été rapportés au laboratoire. Une fois les échantillons séchés à l'étuve (à 105 °C), leur teneur en matière organique  $[MO]$ , leur densité apparente sèche  $[\rho_{s,dg}]$ , leur densité spécifique  $[G]$ , leur porosité  $[N]$  ainsi que leur distribution granulométrique ont été mesurées. Leur code de couleur a été déterminé à l'aide du *Nuancier de Munsell* (©Pantone).

La teneur en matière organique [MO] a été mesurée par perte au feu et calculée à partir de l'équation suivante (ASTM, D2974-07a) :

$$MO = \frac{M_{s,dg} - M_{s,b}}{M_{s,dg}}$$

Où  $M_{s,dg}$  : Masse de sédiments secs (g)  
 $M_{s,b}$  : Masse du sédiment brûlé (g)

La quantité utilisée était de 1 cm<sup>3</sup> et la combustion durait 4 h à une température de 550 °C. Lorsque la valeur obtenue était notable (>5 %), la mesure était vérifiée par la même méthode avec 100 cm<sup>3</sup>. En cas de disparité entre les deux, la mesure du plus gros volume était considérée comme la plus représentative. Une balance à plateau ©Kern EG 2200-2NM (résolution de 0.01 g et précision de 0.1 g) a été utilisée pour toutes les pesées.

La densité spécifique [G] a été mesurée par la méthode du pycnomètre (ASTM, D854-06), à l'aide de fioles volumétriques de 500 mL. Pour chaque test, la quantité de matériel sec utilisée avoisinait normalement les 40 g. L'extraction des bulles d'air était assurée par un vacuum partiel (-90 kPa) durant un minimum de 2 h. La pesée du mélange sol-eau était prise lorsque l'évacuation des bulles était complétée. L'entièreté du mélange sol-eau était récupérée et pesée après avoir complètement séché (à l'étuve à 105 °C).

La densité apparente du sol [ $\rho_{s,dg}$ ] a été mesurée en rapportant la masse d'un sol sec et tassé sur son volume. Pour chaque test, lorsque le sol était principalement minéral (MO < 30 %), il était disposé par couche de 0.5 à 1 cm d'épaisseur dans un bécher de 40 mL. Chaque couche était tassée par de multiples chocs et son état de compaction maximum était validé par l'absence de tassement après l'application d'une contrainte verticale d'environ 15 kg à l'aide d'un cylindre d'aluminium aux dimensions similaire à celles de l'échantillon (3 cm de diamètre). Cette méthode calque la norme ASTM (C29-C29M) :

$$\rho_{s,dg} = \frac{M_{s,dg}}{V_{s,dg}}$$

Où  $M_{s,dg}$  : Masse du sédiment séché (g)  
 $V_{s,dg}$  : Volume de la carotte entière gelée (cm<sup>3</sup>)

Lorsque le sol était principalement organique (MO > 30 %), la même équation était utilisée, mais le volume était mesuré sans perturber sa structure originale.

Étant égale à 0.99821 g/cm<sup>3</sup>, la densité de l'eau à 20°C est seulement 0.2 % inférieure à 1. Cette différence est assez basse pour permettre la conversion directe de la densité spécifique (sans unité) en masse volumique (g/cm<sup>3</sup>). Sur la base des mesures des densités spécifiques [ $G$ ] et apparentes [ $\rho_{s,dg}$ ], la porosité a pu être calculée selon (Andersland et Ladanyi, 2004) :

$$N = 1 - \frac{\rho_{s,dg}}{G}$$

Où  $\rho_{s,dg}$  : Densité apparente du sol sec (g/cm<sup>3</sup>)  
 $G$  : Densité spécifique de la fraction solide du sol (g/cm<sup>3</sup>)

Une analyse de corrélation entre le contenu organique et les densités ainsi que la porosité du matériel a été effectuée à l'aide de la fonction *curvefit.m* du logiciel *@Matlab*. Les coefficients de détermination ( $R^2$ ) ont été enregistrés.

La distribution granulométrique a été mesurée par tamisage et hydrométrie. Le protocole utilisé est basé sur la norme ASTM (D422-63). Lorsqu'un échantillon contenait plus de 5 % de matière organique, elle était consommée à 550 °C durant 4 h avant de procéder à l'analyse. La quantité de sédiments minéraux à tamiser avoisinait généralement les 100-200 g, selon la disponibilité. Les classes granulométriques mesurées par tamisage correspondaient à 75, 50, 22.4, 16, 11.2, 8, 5.66, 4, 2.83, 2, 1.4, 1, 0.71, 0.5, 0.3, 0.25, 0.18, 0.125, 0.09 et 0.063 mm. Pour l'hydrométrie, 40 g de sédiment de dimension inférieure à 0.25 mm étaient utilisés. Avant l'analyse, ils étaient défloculés par une nuit de trempage dans l'hexamétaphosphate de sodium concentré à 5 % (massique). Les mesures de densité du mélange étaient prises aux 0.25, 0.5, 0.75, 1, 1.5, 2, 5, 15, 30, 60, 120, 180, 300 et 1440 min. Ces temps équivalent approximativement à des dimensions de 0.160, 0.110, 0.093, 0.081, 0.067, 0.058, 0.037, 0.022, 0.016, 0.011, 0.008, 0.007, 0.005, 0.002 mm. Les statistiques relatives à chaque échantillon ainsi que celles des distributions moyennes (voir l'annexe 7) ont été générées à l'aide du logiciel *Gradistat* (Blott et Pye, 2001).

Le profil température de quelques puits d'observation hydrologique a été mesuré à quelques reprises au cours de l'année 2013. Des thermistances préalablement filées et installées

dans les puits et un multimètre numérique du modèle 75 de la Series III produit par Fluke ont permis cette mesure. La résolution du multimètre est de 0.01 kΩ et sa précision est de ±0.5 %. Les thermistances utilisées ont une relation inverse à la variation de température; elles sont du modèle NTCLE203E3103FB0 produit par Vishay Inc. Leur résistance est de 10 kΩ à 25 °C et leur résistance était convertie par l'équation de Steinhart-Hart (1968) :

$$\frac{1}{T} = A + B(\ln(R)) + C(\ln(R))^3$$

Où T - Température (°K)  
R - Résistance en (Ω)

Les paramètres A, B et C ont été dérivés d'une opération de calibration en trois points (autour de 50, 0 et -20 °C). Cette calibration a été opérée pour chacune des thermistances, et les valeurs moyennes des paramètres A, B et C qui en sont issues sont respectivement 8.42E-8, 2.36E-4 et 1.11E-3 (voir le détail à l'annexe 8). Les mesures ponctuelles sont affichées à l'annexe 9.

## 2.6 Cryostratigraphie

La cryostratigraphie a été analysée sur 14 nouveaux forages le long d'une toposéquence naturelle traversant la route et sur les 28 forages annexés au mémoire de maîtrise de Stephani (2013). Les éléments décrits incluent l'assemblage pédo-sédimentaire, les cryostructures, l'inclusion de coins de glace, l'inclusion de glace de cavité et pseudomorphe, l'inclusion de couches de téphra et l'inclusion de fragments de bois. Tous ces éléments ont été résumés par l'identification d'unités cryostratigraphiques distinctes sans passer par l'identification de cryofaciès.

Plus précisément, les assemblages pédo-sédimentaires observés (voir l'annexe 10) sont traités comme des sols enfouis plus ou moins développés et sont identifiés selon la classification pédologique canadienne (GTCS, 2002). Les assemblages cryogéniques observés (voir l'annexe 11) sont identifiés d'après les principes de French et Shur (2010). L'occurrence de bois, de téphra et de discordances est incluse de manière à soutenir l'analyse géomorphologique. La localisation de tous ces éléments a été résumée dans une coupe composite. La densité originale des carottes plus récentes, leur contenu en glace et leur potentiel de tassement au dégel ont été

mesurés (voir l'annexe 12). La description partielle et la localisation approximative d'un forage important ont été obtenues d'une entreprise privée et sont incluses aux résultats.

Contrairement aux forages profonds (3-15 m) effectués en 2006, 2007 et 2008 sous la route par une foreuse hydraulique de gros calibre (Stephani, 2013), les nouveaux forages ont été effectués pour rejoindre le fond de la couche active et la partie supérieure du pergélisol seulement, jusqu'à une profondeur maximale de 3 m. Ils ont été faits à l'aide d'une foreuse portative équipée d'un carottier à béton de 75-100 mm de diamètre (Calmels et al., 2005) ou d'un carottier de type SIPRE de 75 mm de diamètre (Hughes et Terasmae, 1963 – <http://www.jonsmachine.com/>). Après chaque extraction, la référence verticale des carottes était mesurée en notant la profondeur du trou à l'aide d'un gallon à mesurer. Pour chaque carotte, la boue de forage était ensuite enlevée et une photo était prise. L'assemblage pédo-sédimentaire et la cryostructure étaient décrits de manière préliminaire. Les carottes étaient ensuite emballées et préservées au congélateur. De retour au laboratoire, elles étaient déballées et la boue de regel était enlevée de nouveau. Des photos étaient prises de nouveau et la description était reprise d'une manière plus détaillée. Une sélection de carottes représentatives a été imagée par tomographie à densité avec l'appareil ©Siemens SOMATOM Definition AS+ 128 (résolution de 97x97x400  $\mu\text{m}/\text{voxel}$ ) du *Lab CT Scan* à l'INRS (Institut National de Recherche Scientifique du Québec).

L'identification des assemblages pédo-sédimentaires a été faite sur la base d'une description incluant la couleur, les stratifications, la granulométrie apparente, la présence de matière organique et son état. L'identification des cryostructures a été effectuée selon le cadre adapté de Murton et French (1994) par Stephani et al. (2014) et selon les principes de la cryostratigraphie (French et Shur, 2010). Le degré de développement des cryostructures (faible à fort) a aussi été décrit. Lorsque la cryostructure ou le sédiment d'une carotte montrait un important contraste, elle était séparée et les parties résultantes étaient traitées comme deux segments individuels. Toutes les carottes géoréférencées dont la cryostratigraphie a été analysée ont été classifiées dans différentes unités cryostratigraphiques. Lorsque les échantillons étaient toujours gelés et préservés sous forme de carotte, leur densité originale [ $\rho_{e,g}$ ] et celles de leur fraction solide isolée [ $\rho_{s,g}$ ], leur teneur en glace et eau [ $w$ ] et leur tassement potentiel au dégel [ $T$ ] ont été mesurés.

Pour connaître les densités, la masse des carottes gelées a été déterminée [ $M_{e,g}$ ] avec la balance à plateau. Leur volume [ $V_{e,g}$ ] a été mesuré par déplacement d'eau en prenant bien soin de conserver toute la masse dans un sac. La densité originale des carottes gelées [ $\rho_{e,g}$ ] a été calculée par le rapport de leur masse sur leur volume (Andersland et Ladanyi, 2004) :

$$\rho_{e,g} = \frac{M_{e,g}}{V_{e,g}}$$

Où  $M_{e,g}$  : Masse de la carotte entière gelée (g)  
 $V_{e,g}$  : Volume de la carotte entière gelée (cm<sup>3</sup>)

Pour chaque échantillon, l'entièreté de la fraction solide retenue dans le sac hermétique a été récoltée, séchée à l'étuve et pesée [ $M_{s,dg} = M_{s,g}$ ]. Le rapport entre la masse d'eau évaporée et la masse initiale a servi à calculer la teneur gravimétrique en eau [ $w$ ] (ou en glace) (Andersland et Ladanyi, 2004) :

$$w = \frac{M_{e,g} - M_{s,dg}}{M_{s,dg}}$$

Où  $M_{e,g}$  : Masse originale de la carotte gelée (g)  
 $M_{s,dg}$  : Masse du sédiment sec (g)

La densité apparente originale (lorsque gelée) de la fraction solide du sol [ $\rho_{s,g}$ ] a été calculée comme la masse totale du sédiment sec dans le volume total de la carotte gelée :

$$\rho_{s,g} = \frac{M_{s,g}}{V_{e,g}}$$

Où  $M_{s,dg}$  : Masse du sédiment séché (g)  
 $V_{e,g}$  : Volume de la carotte entière gelée (cm<sup>3</sup>)

Les deux densités calculées pour la fraction solide ont permis le calcul d'une valeur pour le tassement au dégel [ $T$ ] (Crory, 1973 dans Andersland et Ladanyi, 2004 – équation 4-1-6) :

$$T = \frac{\Delta H}{H} = 1 - \frac{\rho_{s,g}}{\rho_{s,dg}}$$

Où  $\Delta H$  : Changement d'épaisseur du sol (cm)  
 $H$  : Épaisseur du sol (cm)  
 $\rho_{s,g}$  : Densité apparente originale du sol sec ( $\text{g/cm}^3$ )  
 $\rho_{s,dg}$  : Densité apparente après dégel séchage et tassement du sol ( $\text{g/cm}^3$ )

La densité gelée a pu aussi être estimée sur la base des tomographies. Lorsque les échantillons étaient majoritairement tourbeux, et que la cryostructure était interstitielle visible, la densité gelée était considérée comme égale à la densité dégelée [ $\rho_{s,g} = \rho_{s,dg}$ ] et le tassement [ $T$ ] noté était nul. La densité gelée a pu aussi être estimée sur la base des tomographies.

## 3 Résultats

### 3.1 Topographie et hydrographie



Figure 16 – Vue de la butte S-O (figure 20A et B), prise le 30 septembre 2011 à 7h45, à partir de la section YG5. La forme qui se démarque dans le paysage s’élève jusqu’à 8 m au-dessus de la dépression. Au niveau du bris de pente, elle a un diamètre approximatif de 250 m.

Le modèle numérique d’altitude et les images aériennes montrent une topographie ondulée (figure 17A et B). Deux monticules (buttes) et une crête discontinue et irrégulière occupent l’enceinte du site. La première butte est située à l’extrémité sud-ouest de la zone d’étude (Butte S-O), l’autre est située quelques 400 m au nord-nord-est (Butte N-O) et l’axe de la crête est (Crête E), légèrement concave vers l’ouest, est alignée nord-sud et est située au centre de la moitié est du site (figure 17A et B). Entre les éléments positifs du relief (Crête E, Butte N-O et Butte S-O) se trouve une cuvette au fond relativement plat. Sa forme est plus ou moins régulière et elle fait un diamètre approximatif de 300-400 m (figure 17A et B). De manière générale, la partie est du quadrilatère étudié est plus élevée de plus de 10 m que sa partie ouest, la cuvette. L’altitude maximale est de 710.5 m (toutes les altitudes absolues sont en mètres au-dessus du niveau marin) alors que l’altitude minimale est de 687 m. À titre indicatif, le lit de la rivière se trouve plus de 20 m plus bas, à 667.10 m (figure 7 – GéoBase, Référence verticale primaire #78Y592). Au sein de la Crête E, une dépression au fond relativement plat accueille le lac Antifreeze, sur la ligne de partage des eaux (figure 17A). Le lac Antifreeze montre une géométrie partiellement circulaire et un diamètre moyen inférieur à 100 m. Le lac se draine dans deux directions; vers l’ouest par un ruisseau intermittent et vers le sud-est, par la couche active. Entre le lac et l’ancien remblai de route, la pente est relativement élevée et le tracé du chenal est

clair. Au centre du site d'étude, l'ancienne et la nouvelle route sont clairement identifiables par leur altitude contrastée.

Avant que la route soit déplacée (en 1990), elle s'appuyait sur le niveau supérieur de la topographie (figure 17A). Ce segment a été abandonné et l'image récente (figure 17B – en 2010) montre que le nouveau segment de route est localisé une cinquantaine de mètres vers l'aval, juste à l'extrémité est-nord-est de la cuvette. Elle intercepte l'écoulement hypodermique qui prenait place entre la crête et la cuvette. Avant la relocalisation de la route, le ruisseau intermittent connecté au lac était visible jusqu'à quelque 100 m en aval du ponceau de la route et finissait sa course dans la cuvette. Suite à l'installation du nouveau remblai, le ruisseau se divise juste à l'aval du remblai abandonné, converge après une course très courte, puis longe le nouveau remblai avant de se connecter au ponceau. Il reste visible jusqu'à quelque 300 m à l'aval avant d'être résorbé dans la dépression. Un autre mince ruisseau était déjà observé dans le coin nord-ouest du site sur l'image de 1975. Depuis, il n'a pas changé et un autre chenal s'est incisé juste au nord. Un plan d'eau mineur (superficie de quelques mètres carrés seulement) pouvait jadis être aperçu au bas du versant sud de la butte N-O; l'image satellite la plus récente propose qu'il ait perdu en superficie. Enfin, deux mares se sont développées à la sortie des drains agricoles au pied des sections YG6 et 7 du site routier expérimental. Elles ont été initiées lors de l'installation des techniques de préservation du pergélisol et mesurent maintenant (en 2014) 3-5 m de diamètre par 0.30-0.50 m de profondeur.

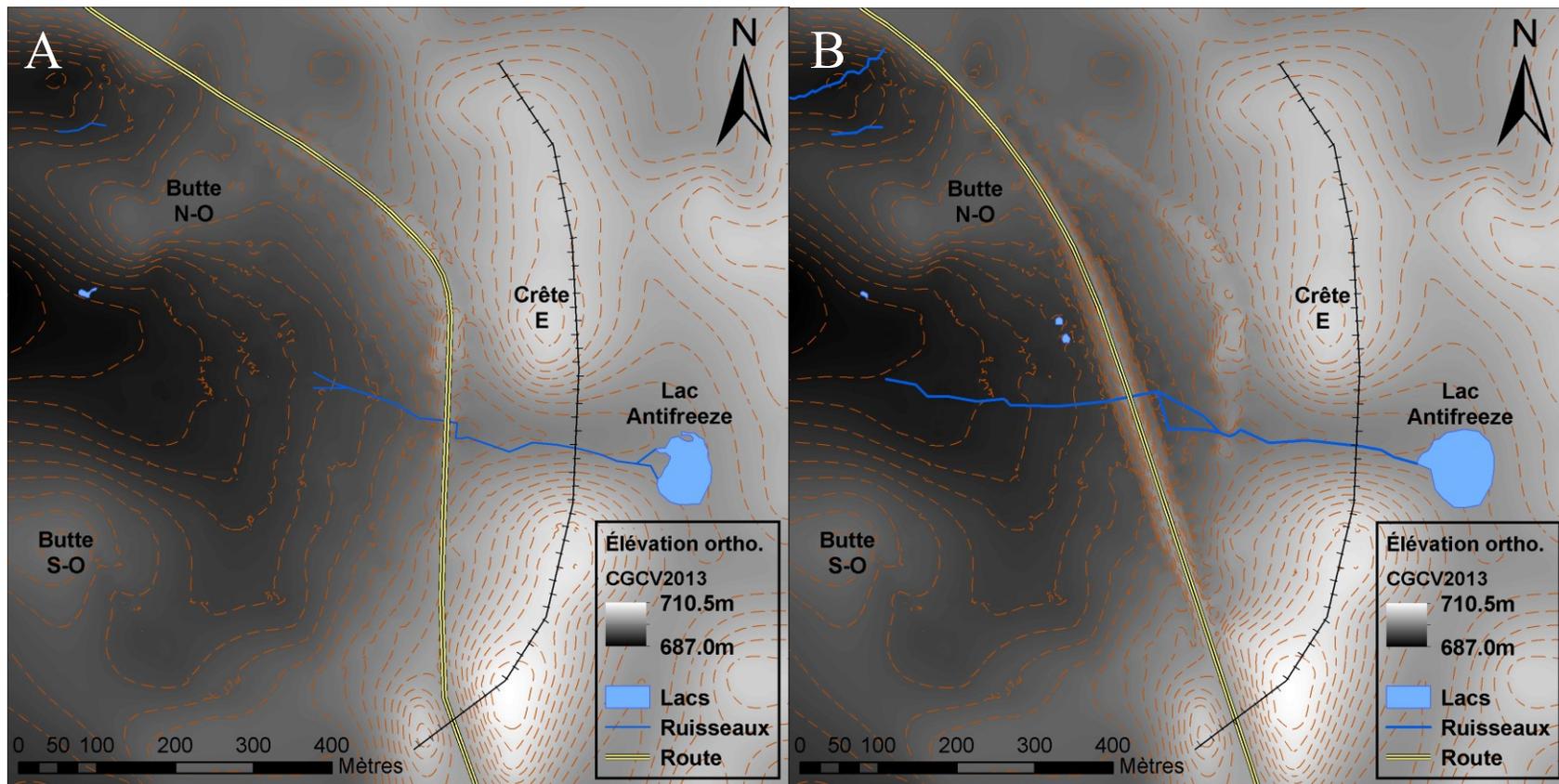


Figure 17 – Modèles d’altitude numérique du site d’étude A) avant le réaligement de la route (<1996) et B) après son réaligement et avant l’excavation de la tranchée (entre 1996 et 2010).

À l'automne 2010, une tranchée drainante de 0.75 m de large par 0.50 m de profond a été excavée 20 m en amont de la route (figure 18) pour intercepter l'écoulement hypodermique venant de la légère pente en amont. Au printemps suivant l'excavation, des processus de thermo-érosion et de ravinement ont entraîné deux conséquences sévères : 1) la partie du terrain entre la tranchée et le remblai abandonné a raviné et 2) les murs de la tranchée ont reculé de 1-2 m. Ces processus ont été intenses mais se sont effectués sur une courte durée (le printemps et l'été suivant l'excavation, en 2011). L'année suivante (en 2012), le ravinement a cessé, la largeur de la tranchée s'est stabilisée autour de 4-6 m et sa profondeur s'est ajustée autour de 1-2 m (figure 18). L'excavation de la tranchée a aussi eu pour effet d'assécher la pente en amont de la route; certaines zones où l'eau stagnait sont maintenant drainées et l'eau stagne maintenant au fond de la tranchée. Bien que le pied du remblai ne soit plus réalimenté par l'eau hypodermique provenant de la crête, il l'est toujours par le ruissellement sur la route actuelle et son remblai.

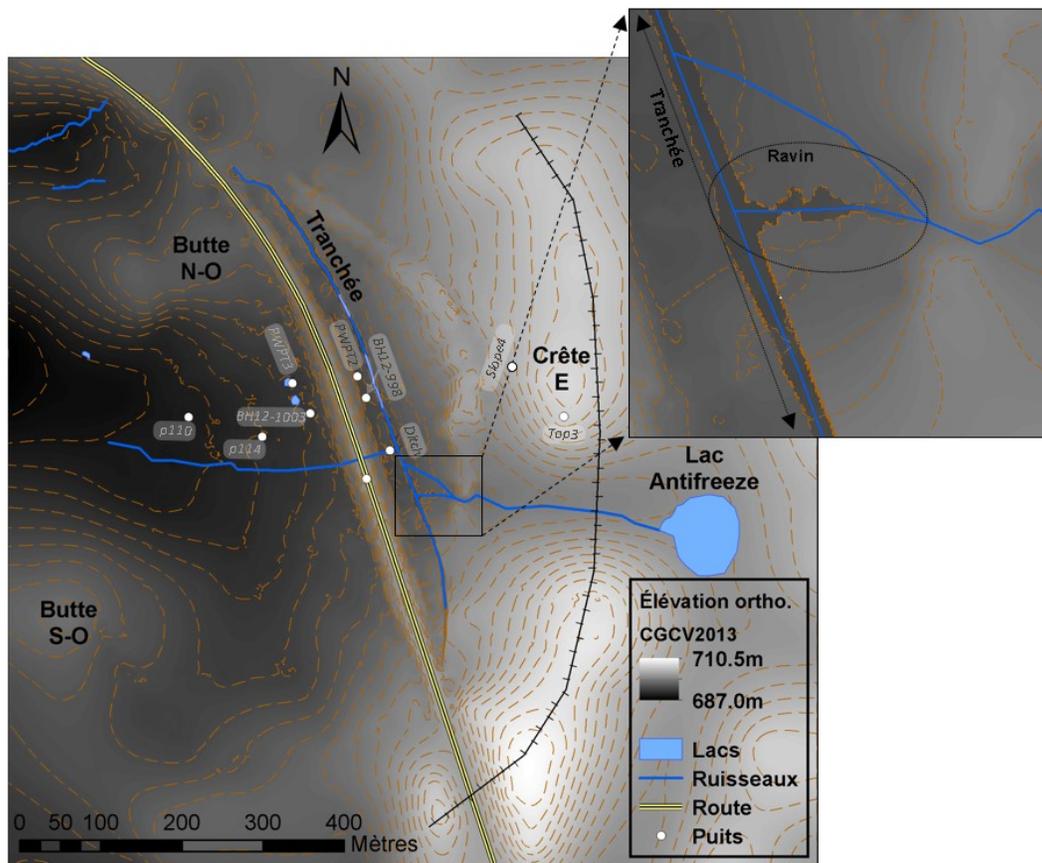


Figure 18 – Modèle d'altitude numérique du site d'étude dans son état actuel (>2010), incluant les puits d'observation hydrologiques.

Les puits installés dans la couche active du pergélisol permettent l'observation hydrologique (et thermique) à différents niveaux du relief (figure 18). Le puits Top3 a été installé près du sommet de la crête E et le puits Slope4 est dans la pente, un peu plus loin. Les puits p110, p114 et S0 sont dans la dépression. Le puits p110 est situé dans le prolongement de l'exutoire des deux nouvelles mares. Il y a été disposé pour capter l'influence potentielle de l'écoulement associé au drainage sous la route par les drains agricoles. Le puits p114 est aussi situé dans la dépression mais où l'écoulement est présumé absent. Les puits nommés PWPT réfèrent au réseau utilisé par deGranpré *et al.* (2012); PWPT2 est situé au pied du remblai du côté de la Crête E et PWPT3 se retrouve dans une mare reliée à l'exutoire d'un drain agricole drainant le remblai. Le puits Ditch est installé dans la tranchée drainante quelques 10 m à l'amont du ponceau. Enfin, les puits BH12-1003 et BH12-998 ont été installés aux pieds ouest et est du remblai afin de capter l'influence thermique directe du sol perturbé. Ils sont mentionnés ici pour permettre leur localisation mais leur régime hydrique ne sera pas discuté car jugé non pertinents dans la présente étude.

Le niveau d'eau répond avec une amplitude notable dans les puits Top3, Slope4 et PWPT2 (figure 19), tous en amont de la route. Le sol sur la crête E (à Top3) est le seul à maintenir un niveau phréatique sous sa surface tout au long de la période de dégel (figure 19). Plus bas dans la pente (à Slope4), le niveau d'eau reste relativement près de la surface (figure 19). Au pied du remblai, du côté de la Crête E (PWPT2), l'eau affleure à la surface du sol durant le début de la période de fonte, elle s'y accumule même à trois reprises durant le mois de juillet 2013 et disparaît subitement après le dernier des trois événements hydrologiques (figure 19).

Le niveau d'eau dans la dépression (aux puits PWPT3, p114 et p110) est normalement près de la surface (figure 19). Les remontées subites de la nappe phréatique perchée sont peu exprimées aux puits p114 et p110 et difficilement perceptibles dans la mare, au puits PWPT3 (figure 19). Une légère et progressive remontée peut être notée dans tous les puits à partir du 24 septembre 2013 (figure 19). Enfin, une très forte variation journalière peut être observée à partir d'octobre dans le puits p114 (figure 19).

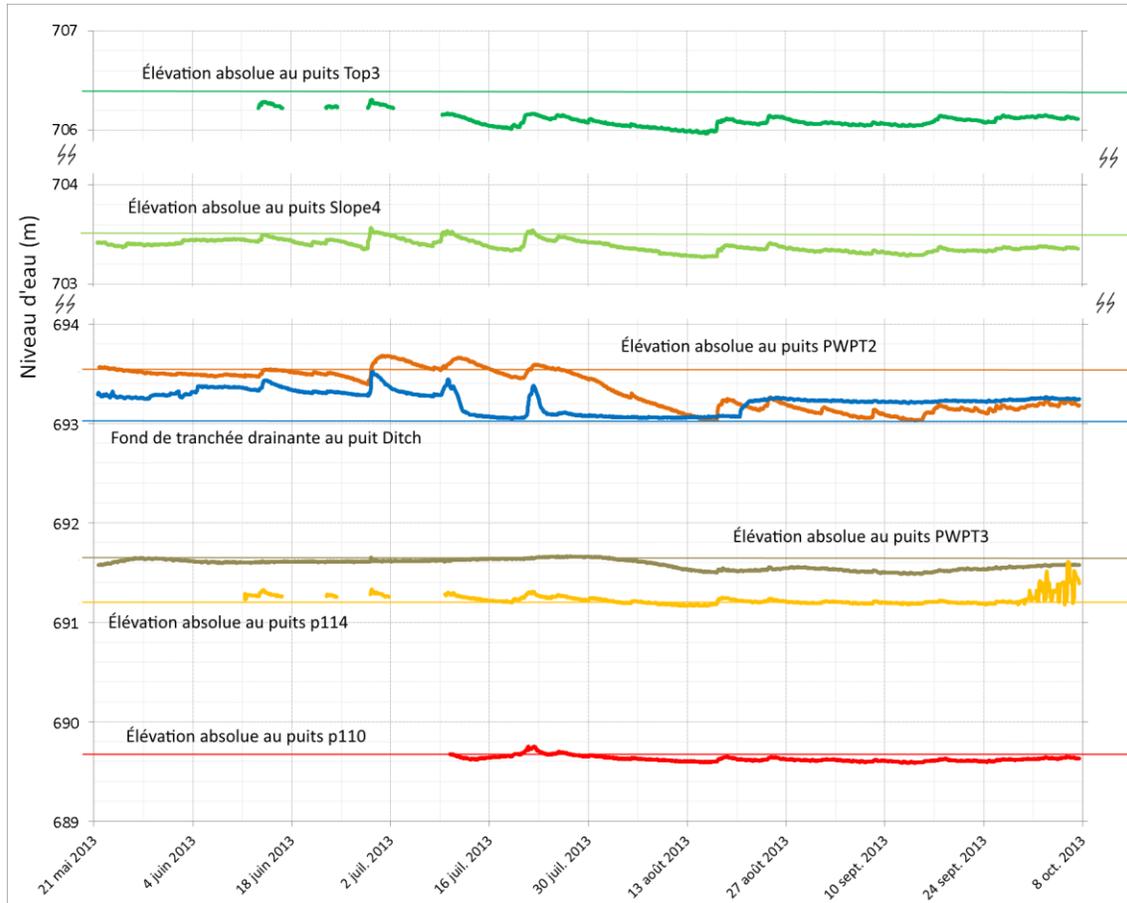


Figure 19 – Régime hydrique (ligne épaisse) mesuré dans les puits (localisés sur la figure 18) par rapport au datum officiel (CGCV2013) et par rapport à la surface du sol (ligne mince) durant l’été 2013. Les puits BH12-1003 et BH12-998 ont été omis pour cause d’impertinence de leur régime hydrique.

Le puits de la tranchée drainante (Ditch) est le seul à capter un écoulement de surface (figure 19). Une remontée progressive du niveau d’eau est observée au début de la saison de dégel et dure jusqu’à la fin du mois de juin. Le niveau s’abaisse ensuite rapidement pour stabiliser près du fond de la tranchée deux semaines plus tard. Les trois remontées subites captées durant juillet dans les autres puits sont très fortement exprimées dans la tranchée mais contrairement à ailleurs, le niveau se réajuste rapidement. L’élévation subite et soutenue du niveau d’eau le 20 août 2013 témoigne de l’installation d’un barrage quelques 3 m à l’aval (en vue de mesurer le débit hydrologique).

## 3.2 Écologie

### 3.2.1 Classification des écosystèmes

La couverture de surface a été divisée en huit catégories dont six sont d'origine naturelle et deux sont d'origine anthropique (figure 20A et B). De manière générale sur le terrain, les unités naturelles sont ordonnées selon la toposéquence naturelle (de l'amont vers l'aval), et débouchent sur les plans d'eau. L'assemblage végétal spécifique à chacune des unités végétalisées a été classifié d'après la classification végétale d'Alaska (Vioreck *et al.*, 1992). Les six unités écologiques naturelles correspondent à :

- la forêt décidue indéterminée                      Classe végétale d'Alaska *I.B.(2)*,
- les pessières    Classe végétale d'Alaska *I.A.(2)f.*,
- la zone transitoire                                      Classe végétale d'Alaska *II.A.(2)a.*,
- le milieu humide                                        Classe végétale d'Alaska *II.C.(2)b.*,
- le milieu humide arbustif                              Classe végétale d'Alaska *II.C.(2)f.* et
- les lacs et autres plans d'eau.

Les deux unités écologiques d'origine anthropiques comprennent :

- les graviers découverts, remblais, déblais et routes et
- les surfaces perturbées ou dénudées.

Un milieu particulier apparaît de manière ponctuelle :

- les îlots d'arbres.

La description complète des unités n'est pas exprimée dans le même ordre qu'elles ont été listées pour faciliter l'expression des zones de transition.

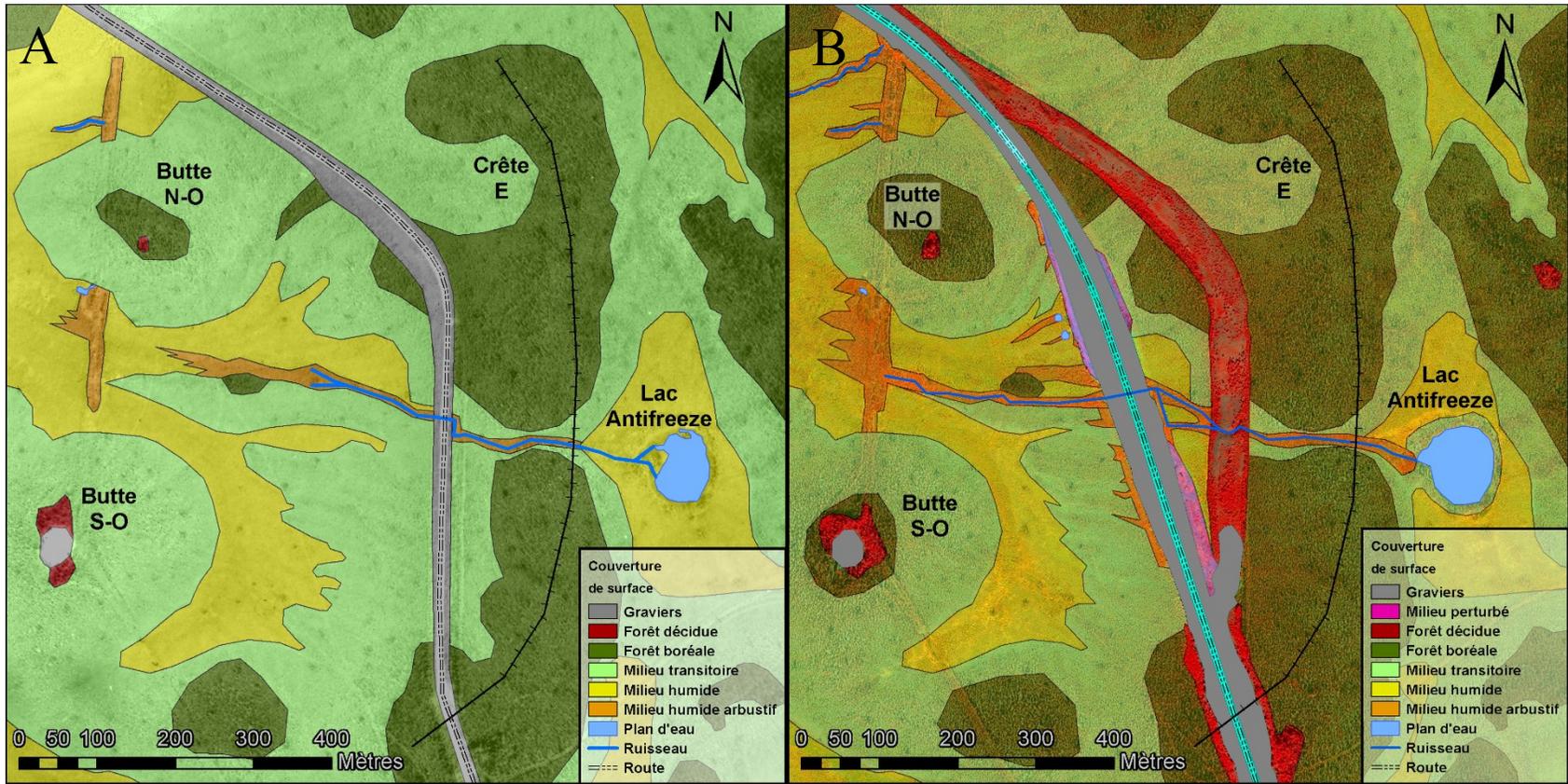


Figure 20 – Couverture de surface A) antérieure à la relocalisation de la route (basée sur la photo aérienne de 1975) et B) actuelle (basée sur l'image satellite de 2010).

### 3.2.1.1 Forêt décidue indéterminée

La forêt décidue indéterminée s'identifie sur l'image satellite par une abondance d'émission dans l'infrarouge proche (770-895 nm) traduite par une couleur rouge vif. Où l'unité écologique a été observée directement, le couvert végétal est généralement ouvert, avec des arbres clairsemés pouvant atteindre une hauteur de 7-8 m. Le microrelief est accidenté avec des dénivelées de 1-2 m dans un rayon de 10-15 m. Il inclut des pentes irrégulières et discontinues. Le sol est parfois recouvert d'une importante variété de graminées, poacées et astéracées d'une hauteur environnant 1 m. Des graviers, cailloux et/ou blocs jusqu'à 75 cm de diamètre sont parfois visibles à l'œil nu ou reconnaissables par le microrelief. Le niveau arbustif (1-3 m) comprend quelques aulnes crispés (*Alnus viridis* var. *crispa*) et saules (*Salix* spp.). Au niveau de la canopée (>3 m), les peupliers baumiers (*Populus balsamifera*) et bouleaux à papiers (*Betula papyrifera*) dominant. La reconnaissance de terrain a permis de valider les parcelles cartographiées sur la butte N-O, sur la route abandonnée et autour du déblai de la butte S-O (figure 20B). Cet assemblage végétal réfère à la classe **I.B.(2)** [Forêt décidue ouverte] de la classification végétale d'Alaska (Vioreck *et al.*, 1992). Son étendue n'est pas suffisamment grande ni régulière pour permettre une classification plus précise.

### 3.2.1.2 Pessières

Les pessières s'identifient sur les images satellites et aériennes par une texture granuleuse. La signature spectrale des grains plus foncés est exempte de réflexion dans l'infrarouge et très pauvre dans les autres couleurs. Ces grains apparaissent d'un noir absolu sur les images aériennes panchromatiques. Sur la photo satellite, ces grains foncés sont dispersés dans une matrice qui varie du blanc verdâtre au blanc orangé. La forêt boréale est constituée par l'assemblage de deux sous-unités végétales : la pessière à cladine et la pessière à mousse.

La pessière à cladine est relativement ouverte (figure 21A) et repose sur un couvert de lichen (*Cladina rangiferina*, *C. mitis* et *C. stellaris*) parsemé de coussins de mousse forestière (*Aulacomnium palustre* et *Hylocomium splendens*). Cette sous-unité inclut notamment des épinettes noires (*Picea mariana*), des saules (*Salix* spp.) et des aulnes crispés (*Alnus viridis* var. *crispa*); les plus hauts arbres font 5 à 8 m et sont rattachés aux coussins de mousse. Quelques rares bouleaux à papier (*Betula papyrifera*) ont été aperçus.

La pessière à mousse est plus densément peuplée (figure 21B) et repose sur un couvert de mousses forestières incluant parfois des sphaignes (*Sphagnum* spp.). Les arbres qui s’y retrouvent sont les mêmes que dans la pessière à cladine, mais leur hauteur moyenne est moindre (3 à 5 m) et les épinettes (*Picea mariana*) sont mieux représentées. Sur le lichen comme sur la mousse, le niveau arbustif nain comprend une proportion variable de thé du Labrador (*Rhododendron groenlandicum*), de bleuet (*Vaccinium uliginosum*), de canneberge (*Oxycoccus microcarpus*), de camarine noire (*Empetrum nigrum*), de chicouté (*Rubus chamaemorus*), de prêle des bois (*Equisetum sylvaticum*) et de tussilage fléché (*Petasites sagittatus*).

Les deux pessières s’organisent en parcelles de forme irrégulière; la dimension de leur plus long axe varie entre 5 et 50 m (figure 21A et B). Dans l’unité écologique, la proportion prise par les parcelles de chaque pessière varie. Dans la classification végétale d’Alaska (Viereck *et al.*, 1992), la pessière à cladine réfère à la classe **I.A(2)f**. [*Picea mariana* / Mousses hypnacées / *Cladonia* spp.] et la pessière à mousse réfère à la classe **I.A(2)f**. [*Picea mariana* / *Ledum groenlandicum* / *Hylocomium splendens*]. La superficie totale de la forêt boréale semble plus importante sur l’image de 2010 que sur celle de 1975 (figure 20A et B).



Figure 21 – Aperçu des pessières à cladine (A) et à mousse (B – suite à l’autre page).



Figure 21 (suite) – Aperçu des pessières à cladine (A – à la page précédente) et à mousse (B). Les photos ont été prises le 01 octobre, 2011.

### 3.2.1.3 Milieu humide

Le milieu humide est identifiable sur les images satellites et aériennes par une texture lisse. Sur l'image en quatre couleurs, la réflexion faible dans l'infrarouge proche et forte dans le spectre visible génère un vert jaunâtre. Cette combinaison de couleurs réfléchies dégage un gris pâle lorsque l'image est panchromatique. Le milieu est ouvert (figure 22) et le sol très humide est jonché de buttes de linaigrettes (*Eriophorum vaginatum*) ayant un diamètre approximatif de 0.40 m et une hauteur similaire. Les espaces entre ces buttes sont de l'ordre de 0.5 m et sont généralement comblés de sphaignes (*Sphagnum* spp.). Les espaces entre les buttes exemptes de mousse contiennent de l'eau mélangée à des débris organiques. La présence de graminées et poacées est notable, particulièrement à l'approche du cœur des milieux humides. Au niveau arbustif, des bouleaux nains (*Betula nana*) et des saules (*Salix* spp.) sont parfois observés; ils ne dépassent pas 1 m de hauteur. Quelques épinettes noires (*Picea mariana*) rabougries (jusqu'à 2-3 mètres de hauteur) sont parsemées, surtout vers la périphérie de l'unité écologique (figure 22). Dans la classification végétale d'Alaska (Viereck *et al.*, 1992), cet assemblage végétal fait référence à la classe **II.C.(2)b.** [*Eriophorum vaginatum* / *Betula nana* /

*Ledum decumbens* / *Sphagnum* spp.]. Les arbustes et les épinettes ont connu un développement au cours de la période 1975-2010 (figure 20A et B).



Figure 22 – Aperçu du milieu humide. La route est visible à l’extrême gauche de l’image (A) et le pied de la butte S-O est visible à l’extrémité droite (B). La photo a été prise le 17 juillet, 2013.

#### 3.2.1.4 Zone transitoire

La zone transitoire est un hybride entre les pessières et le milieu humide; elle les sépare littéralement (figure 23). Elle est composée d’une mosaïque des deux unités. La fréquence d’occurrence des parcelles humides augmente et celle des parcelles de lichen diminue en s’approchant du milieu humide. La zone de transition a été cartographiée pour permettre une meilleure représentation de l’aspect graduel des variations écologiques. Dans la classification végétale d’Alaska (Viereck *et al.*, 1992), cet assemblage végétal hybride s’approche beaucoup de la classe **II.A.(2)a**. [*Picea mariana* / *Ledum decumbens* / *Vaccinium vitis-idaea* / *Rubus chamaemorus* / *Sphagnum* spp.]. Le niveau de développement des épinettes noires de la zone transitoire a augmenté entre 1975 et 2010 (figure 20A et B).



Figure 23 – Aperçu du milieu transitoire. Noter la cooccurrence de buttes de linaigrettes et d'épinettes de petite taille (le bâton-marqueur fait 3 cm de large par 1 m de haut). La photo a été prise le 25 juin, 2012.

### 3.2.1.5 Milieu humide arbustif

Le milieu humide arbustif répond à la même définition que le milieu humide mais le niveau arbustif la domine. Le couvert de bouleaux nains (*Betula nana*) est beaucoup plus dense (figure 24) et les aulnes blancs (*Alnus rugosa*) s'ajoutent à l'assemblage végétal. Les saules et aulnes peuvent atteindre 2 à 4 m de hauteur. Cette unité est reconnue sur l'image satellite par la réflexion considérable de l'infrarouge au sein du milieu humide. Dans la classification végétale d'Alaska (Viereck *et al.*, 1992), cet assemblage végétal semble faire référence à la classe **II.C.(2)f**. [Bog ouvert à graminées et saules] (*Open willow-graminoid shrub bog*). Les données relevées sont insuffisantes à la classification au niveau supérieur. Sa distribution géographique semble profondément affectée par la réponse du réseau de drainage à l'implantation de chemins. Entre 1975 et 2010, l'existence du sentier qui relie la butte S-O à la butte N-O et le réalignement de la route ont favorisé le développement de cette unité écologique (figure 20A et B).



Figure 24 – Aperçu du milieu humide arbustif. Les buttes de linaigrettes et les bouleaux glanduleux sont très abondants. La photo a été prise le 25 juin, 2012.

### **3.2.1.6 Lacs et autres plans d'eau**

Les lacs et autres plans d'eau sont reconnus sur les images comme des étendues homogènes foncées, où la réflexion de la lumière infrarouge proche (770-895nm) est complètement absente. La périphérie des étendues d'eau naturelles est principalement colonisée par des graminées, aucun arbre n'y apparaît. Le contour est normalement très bien défini, mais une auréole montrant un milieu humide de transition est parfois apparente (notamment autour du lac Antifreeze – figure 20A). Sur la photo aérienne de 1975, les étendues d'eau au site étaient limitées au lac Antifreeze et à une petite mare au bord du sentier au pied sud de la butte N-O (<50 m<sup>2</sup>). Sur l'image satellite de 2010, cette mare a significativement rétréci (de quelques mètres carrés) et le diamètre moyen du lac Antifreeze a augmenté autour de 10-20 m (figure 20B).

### **3.2.1.7 Surfaces perturbées ou dénudées**

Cette unité n'a pas de signature spécifique sur l'image satellite. Elle a été distinguée afin de représenter les milieux où le sol est toujours composé par les matériaux d'origine, mais où la surface végétale et tourbeuse a été brisée ou retirée. La végétation reprend par endroit, particulièrement où l'humidité est plus élevée. Les surfaces perturbées sont exclusivement

observées au pied du remblai de la route actuelle (figure 20B) et le long de la tranchée où le matériel excavé a été déposé (figure 18).

### 3.2.1.8 Graviers découverts, remblais, déblais et routes

Les graviers et cailloux découverts constituent un milieu relativement stérile; le sol est sans litière, bien drainé et la végétation en est presque totalement absente (figure 25). La route est pavée d'un enduit bitumineux; l'eau y ruissèle dès l'amorce des précipitations et est rapidement absorbée par les pentes du remblai. L'infiltration d'eau et le drainage des graviers découverts sont relativement efficaces. Néanmoins, certaines graminées colonisent tranquillement les zones plus planes où l'humidité est plus élevée (figure 25).



Figure 25 – Aperçu de la route et son remblai à la section test (vue de la section YG12 vers le sud-sud-est). Noter que la présence de graminées sur le remblai est limitée aux replats. Leur abondance à l'avant-plan de la photo n'est pas représentative des pentes du remblai. La photo a été prise le 01 octobre, 2012.

### 3.2.1.9 Îlots d'arbres

La présence d'îlots d'arbres est notable dans la zone d'étude et au-delà (figure 26). Ils mesurent normalement 10-15 m de diamètre et sont peuplés d'épinettes densément groupées, d'une hauteur nettement supérieure aux arbres environnants. Ils sont bien développés et uniformément disposés sur la moraine associée à la glaciation Mirror Creek, plus rares et/ou moins développés dans la zone alluviale associée à la déglaciation de Mirror Creek et absents de la zone associée à la glaciation de Macauley.

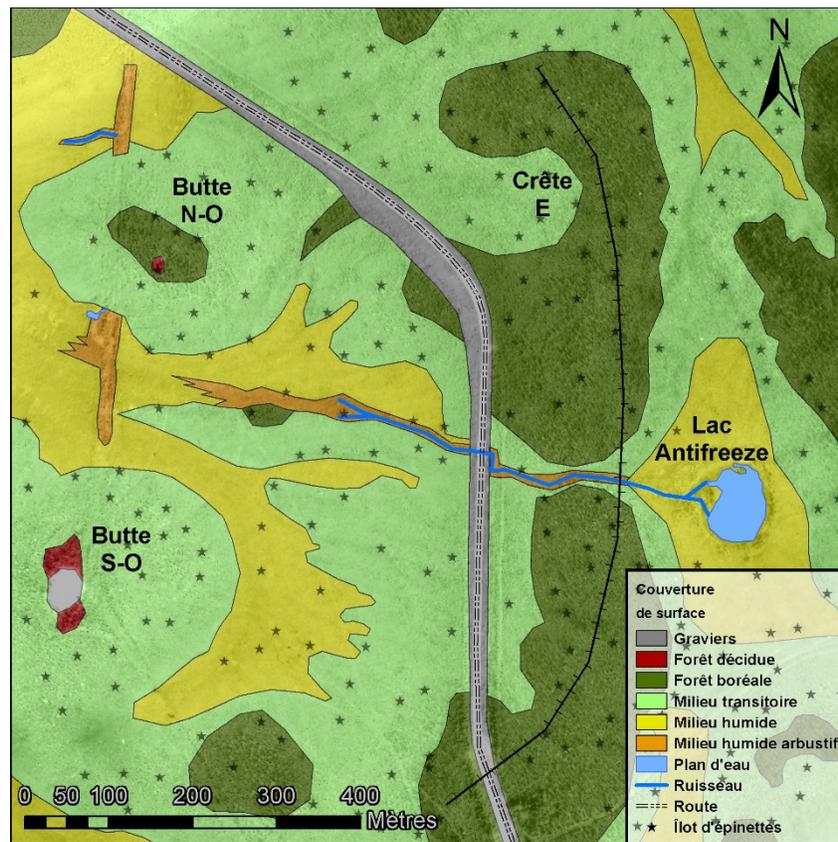


Figure 26 – Distribution des îlots d'arbres au site d'étude.

### 3.3 Pédologie

La surface du sol naturel est composée d'un couvert organique vivant (racines, mousses et/ou lichens). Une couche de tourbe relativement pure et peu décomposée se trouve juste en dessous. L'épaisseur totale des deux couches ensemble varie généralement entre 0.10 et 0.60 m. Lorsque la couche organique est mince, sa transition avec un silt massif est bien marquée. Lorsqu'elle est plus épaisse, sa transition avec le silt se fait graduellement. Le matériel ne produit pas d'effervescence au contact de l'acide chlorhydrique concentrée à 10 % mais une de ses composantes se solubilise et laisse une teinte jaune verdâtre au liquide. La distribution granulométrique du sol est très homogène (figure 27A), elle réfère à un silt très grossier très finement sableux et un peu trié. La partie minérale du sol contient 6 % d'argile, 75 % de silt et 19 % de sable. Sa distribution est unimodale, un peu asymétrique et très leptokurtique (peu aplatie), son mode se situe à 0.044 mm puis sa médiane [ $D_{50}$ ] à 0.033 mm. Certains échantillons contiennent en plus une fraction graveleuse allant jusqu'à 15 % de leur masse totale. Le faciès graveleux a été différencié (figure 27B). Avec ou sans gravier, ce matériel se comporte de manière thixotropique. C'est-à-dire que lorsqu'il est saturé, il se liquéfie s'il est ébranlé.

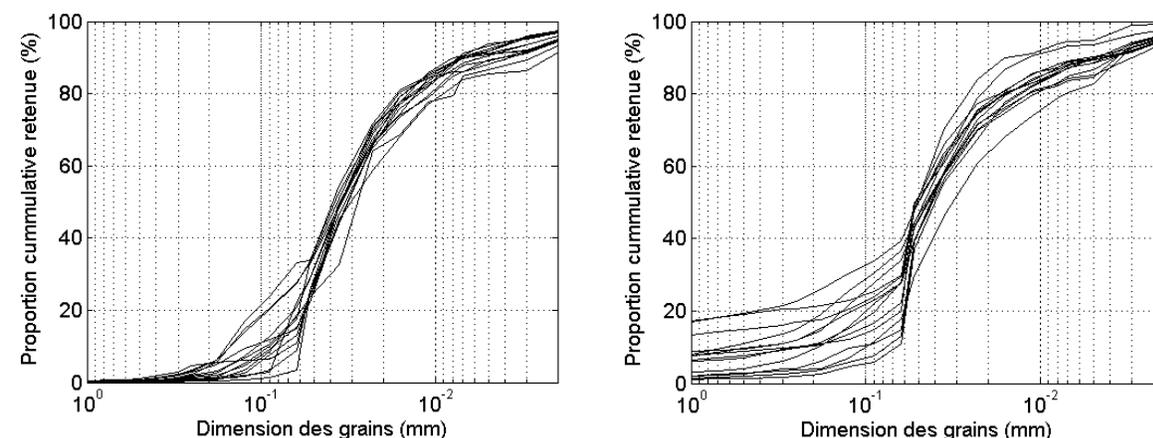


Figure 27 – Distributions granulométriques de la fraction minérale des sols pour A) l'ensemble des analyses effectuées sur les faciès non graveleux ( $n = 15$ ) et B) l'ensemble des analyses effectuées sur les faciès graveleux ( $n = 15$ ).

### 3.3.1 Classification des sols

En milieu naturel, la présence généralisée du pergélisol justifie la classification de la plupart des sols dans l'ordre cryosolique. L'épaisseur de leur couche active est moindre et varie faiblement; sa moyenne et son écart-type sont respectivement de 0.59 et 0.20 m ( $n = 224$ ). Néanmoins, tous les sols n'ont pu être classifiés comme des cryosols. Au total, sept familles pédogéniques modifiées ont été partiellement identifiées au site (figure 28) selon le *Système Canadien de Classification des sols* (GTCS, 2002). Leur profondeur de dégel maximum se distingue et contraste fortement avec celle du remblai de la route (tableau IV). Entre parenthèses se trouvent les abréviations des sept familles modifiées de sols :

- Cryosol organique mésique, phase cryique très mince (CROG.ME.tm),
- Cryosol organique mésique terrique, phase cryique très mince (CROG.METE.tm),
- Cryosol organique glaciaire, phase cryique très mince (CROG.GA.tm),
- Cryosol statique gleysolique, phase thixotropique (CRST.GQ.tx),
- Cryosol statique gleysolique, phase thixotropique légèrement graveleuse (CRST.GQ.tx.lg),
- Sol indifférencié, phase thixotropique (Indiff.tx) et
- Sol indifférencié, phase thixotropique pierreuse (Indiff.tx.p)

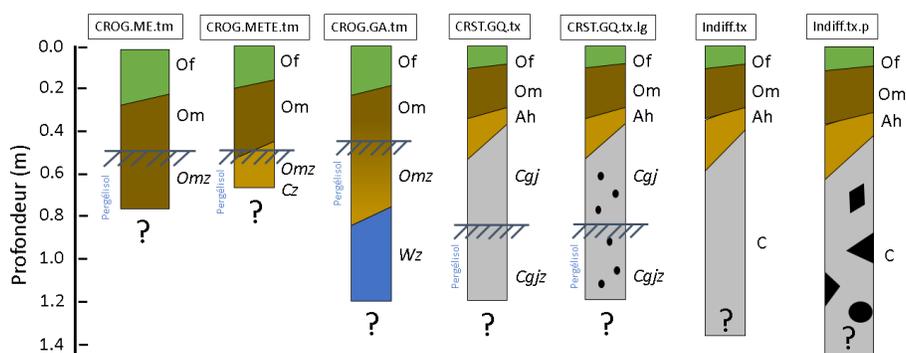


Figure 28 – Croquis des sols identifiés au site d'étude (dans l'ordre de la liste précédente). Les notations abrégées indiquent la nature des horizons décrits: *Of* représente la couche organique vivante et/ou fibreuse, *Om* représente la couche organique mésique, *Omz* lorsqu'elle est pergélisolée, *Ah* représente l'horizon éluvié enrichi en matière organique, *Cz* représente le matériel parental minéral gelé, *Cgj* le représente lorsqu'il est partiellement gleyifié (marqué de marbrures d'oxydation), *Cgjz* lorsqu'il est pergélisolé et *Wz* représente une couche de glace massive.

Les formes noires représentent la présence de fragments grossiers (graviers ou plus volumineux). Les abréviations sont conformes à la Classification Canadienne des Sols (GTCS, 2002).

Famille pédologique	n	Épaisseur de la couche active (m)	Écart-type (m)
CROG.ME.tm	31	0.35	0.07
CROG.METE.tm	40	0.44	0.09
CROG.GA.tm	4	0.49	0.08
CRST.GQ.tx	30	0.67	0.16
CRST.GQ.tx.lg	27	0.68	0.16
Indiff.tx(.p)	11	>1.20	NA
<b>Moyenne des cryosols classifiés</b>	<b>132</b>	<b>0.51</b>	<b>0.18</b>
<b>Moyenne de tous les cryosols</b>	<b>224</b>	<b>0.58</b>	<b>0.19</b>
Remblai de la route	19	6.09	1.11

Tableau IV – Profondeur maximale du dégel saisonnier des cryosols comparée à celle sous la route. Les abréviations sont conformes à la Classification Canadienne des Sols (GTCS, 2002). NA signifie Non Applicable.

### 3.3.1.1 Cryosol organique mésique, phase cryique très mince (*CROG.ME.tm*)

Ce sol repose sur une couche de pergélisol à moins d'un mètre de la surface. Plus précisément, la couche active qu'il constitue mesure en moyenne ( $n = 31$ ) 0.35 m et varie avec un écart-type de 0.07 m (tableau IV). L'acronyme qui représente ce sol est *CROG.ME.tm* et sa séquence typique d'horizons est *Of*, *Om* et *Omz*; soit un horizon organique fibrique et un horizon organique mésique qui reposent sur le dernier pergélisolé (figure 28). De manière générale, la couleur du matériel organique mésique s'apparente au brun 10YR2/1.

### 3.3.1.2 Cryosol organique mésique terrique, phase cryique très mince (*CROG.METE.tm*)

Ce sol est composé de la même séquence que le précédent, à l'exception qu'un contact minéral a été observé entre 0.30 et 1 m. Son épaisseur moyenne ( $n = 40$ ), avant d'atteindre le pergélisol, est de 0.44 m. Elle varie avec un écart-type de 0.09 m (tableau IV). L'acronyme qui représente ce sol est *CROG.METE.tm* et sa séquence typique d'horizons est *Of*, *Om*, et *Cz* (peut être sous *Omz*); soit un horizon organique fibrique et un horizon organique mésique siégeant sur un horizon lithique (minéral) parental pergélisolé (figure 28).

### 3.3.1.3 Cryosol organique glacique, phase cryique très mince (*CROG.GA.tm*)

Ce sol répond à la même définition que le précédent, mais une couche de glace de plus de 0.30 m remplace la couche lithique pergélisolée. Son épaisseur moyenne ( $n = 4$ ) est de 0.49 m et elle varie avec un écart-type de 0.08 m (tableau IV). L'acronyme qui représente ce sol est *CROG.GA.tm* et sa séquence typique d'horizons est *Of*, *Om* et *Wz* (peut-être sous *Omz*); soit

un horizon organique fibrique et un horizon organique mésique siégeant sur de la glace massive (coins de glace – figure 28).

#### **3.3.1.4 Cryosol statique gleysolique, phase thixotropique (*CRST.GQ.tx*)**

Ce sol possède une couche organique de moins de 0.40 m d'épaisseur, est exempt de tout signe de cryoturbation en profondeur comme en surface et repose sur un pergélisol à moins de 1 m de profondeur. Son épaisseur moyenne ( $n = 30$ ) est de 0.67 m et elle varie avec un écart-type de 0.16 m (tableau IV). Sa portion minérale (Figure 27A) a une couleur faiblement saturée et inclut souvent des gleyifications. Elle s'apparente au gris brunâtre et pâle 5Y2.5/2 lorsqu'humide et relativement enrichie en matière organique. Elle apparaît plus pâle (jusqu'à 2.5Y4/2) lorsque son contenu organique diminue. Lors des sondages, les gleyifications n'étaient pas toujours apparentes, mais la couleur gris pâle était normalement observée. L'acronyme qui représente ce sol est *CRST.GQ.tx* et sa séquence typique d'horizon est *Om*, *Bgj* et/ou *Cgj* et *Cgiz*; soit un horizon organique directement sis sur un horizon parental gleyifié (figure 28).

#### **3.3.1.5 Cryosol statique gleysolique, phase thixotropique légèrement graveleuse (*CRST.GQ.tx.lg*)**

Ce sol est identique au précédent à un détail près; son matériel parental inclue un maximum de 15 % de fragments d'une dimension égale ou supérieure aux graviers (> 2 mm de diamètre – figure 27B). Les fragments qu'il contient ont un émoussé de subanguleux à arrondi et leur lithologie comprend entre autres des basaltes, granites, péridotites, porphyres plagioclasiques, des shales et un seul spécimen contenant des carbonates (calcaire). La cassure fraîche des roches laisse apparaître une auréole d'oxydation plutôt développée. L'épaisseur moyenne ( $n = 27$ ) de ce sol est presque identique à celle du sol précédent (tableau IV). L'acronyme qui représente ce sol est *CRST.GQ.tx.lg* et sa séquence typique d'horizon est *Om*, *Bgj* et/ou *Cgj* et *Cgiz*; soit un horizon organique directement sis sur un horizon parental gleyifié (figure 28).

#### **3.3.1.6 Sol indifférencié, phase thixotropique (*Indiff.tx*)**

Le sol indifférencié ressemble au cryosol statique gleysolique, à l'exception qu'il possède ni de pergélisol à moins d'un mètre, ni d'indice de cryoturbation. De même, la présence

de gleyifications n'a pas été observée. Il est exclu des régosols, car son couvert organique mesure plus de 0.10 m, son horizon *A* est enrichi en matière organique (et peut dépasser 0.10 m d'épaisseur) et son horizon *B* reste confondu avec le *C*. La présence de pergélisol n'a pas été observée (tableau IV). L'acronyme *Indiff.tx* lui a été attribué pour dénoter son aspect indifférencié et thixotropique (figure 28).

### 3.3.1.7 Sol indifférencié, phase thixotropique pierreuse (*Indiff.tx.p*)

La distinction de la phase pierreuse indique que le sondage a été freiné par la présence de fragments trop grossiers, apparemment supérieurs à 5 cm et étendus dans un rayon de 1 m. Le pergélisol n'a pas été observé (tableau IV). L'acronyme *Indiff.tx.p* lui a été attribué pour les mêmes raisons que le sol précédent en plus de dénoter sa forte pierrosité (figure 28).

### 3.3.1.8 Remblai de la route

Le remblai de la route actuelle ne répond pas à la définition d'un sol. Il est composé d'un matériel grossier (blocs, graviers et sables) présumé libre de sa fraction fine et conforme aux devis d'YHPW (*Yukon Highways and Public Works*). Son niveau de développement est nul. À l'endroit des câbles à thermistances, l'épaisseur du remblai et celle de la couche active (du pergélisol) ont pu être évaluées (tableau V).

Numéro de la section	Pied A – [B] – C – (D)	Pente A – [B] – C – (D)	Centre A – [B] – C – (D)
YG1	0.23 – [0.23] – 3.00 – (2.77)	1.63 [2.00] – 5.30 – (2.30)	3.42 [4.00] – 5.70 – (1.70)
YG2	0.00 – [0.00] – 1.20 – (1.20)	2.68 [4.00] – 6.40 – (2.40)	4.41 [5.00] – 7.20 – (2.20)
YG3	-----	3.06 [3.50] – 6.00 – (2.50)	5.56 [5.50] – 7.50 – (2.00)
YG5	0.62 – [0.62] – 2.80 – (2.18)	2.60 [4.00] – 6.30 – (2.30)	5.73 [5.50] – 6.70 – (1.20)
YG4	-----	3.27 [5.00] – 7.80 – (2.80)	6.22 [6.50] – 6.80 – (0.30)
YG6	-----	2.85[4.50*] – 4.90 – (0.40)	-----
YG7	-----	3.58 [4.00] – 5.30 – (1.30)	-----
YG8	-----	2.52 [5.00] – 6.60 – (1.60)	-----
YG9	-----	2.35 [3.00] – 4.00 – (1.00)	4.42 [5.00] – 5.30 – (0.30)
YG10	-----	1.28 [1.70] – 6.70 – (5.00)	-----
YG11	-----	0.44 [1.50] – 6.80 – (5.30)	-----
YG12	-----	0.56 [1.00] – 6.70 – (5.70)	1.90 [2.00] – 3.70 – (1.70)
<b>Moyenne</b>	-----	<b>2.24 [3.27] – 6.07 – (2.80)</b>	<b>4.52 [4.79] – 6.13 – (1.34)</b>
* Interpolée vu l'absence de donnée			

Tableau V – Caractéristiques du remblai : A) hauteur (m) relative (déduite de la différence entre les modèles d'altitude de 2014 et 1975), B) épaisseur (m) mesurée en 2008 (selon Stephani (2013, p.80, table 5.1, valeur B), C) épaisseur totale de la couche active (m) à partir de la surface du remblai et D) portion de la couche active incluse dans le sol naturel (m) (l'épaisseur du remblai a été soustraite de celle de la couche active).

Dans la pente ouest, la hauteur moyenne ( $n = 12$ ) du remblai (relative au terrain naturel) est égale à 2.24 m (tableau V). Son épaisseur moyenne est égale à 3.27 m et celle de sa couche active est égale à 6.07 m. Elle descend jusqu'à environ 2.80 m dans le sol naturel sous-jacent. Directement sous la route, la hauteur relative moyenne ( $n = 7$ ) du remblai égale 4.52 m, son épaisseur moyenne égale 4.79 m. La couche active moyenne mesure 6.13 m par rapport à la surface du remblai ou 1.34 m par rapport à celle du sol naturel. De manière générale, une faible corrélation linéaire apparaît entre l'épaisseur du remblai et celle de la couche active (figure 29). Elle est positive lorsqu'elle est calculée à partir de la surface du remblai et négative lorsque calculée à partir de l'interface entre le remblai et le sol naturel. Les sections YG10 à 12 divergent assez fortement de la relation décrite, particulièrement lorsqu'elle a été calculée à partir de l'interface avec le sol naturel (figure 29).

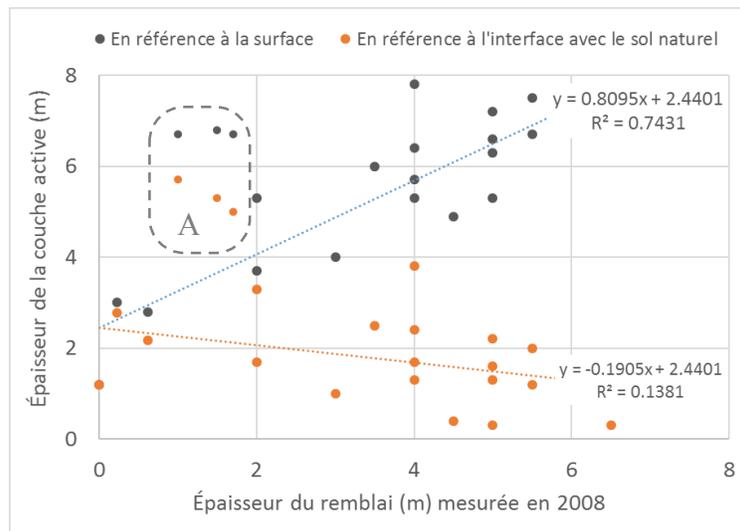


Figure 29 – Relation entre l'épaisseur du remblai et celle de la couche active. Les droites de tendance n'incluent pas les pentes de remblai des sections YG10 à YG12 (les données divergentes figurent dans l'encadré « A »). Les équations de la tendance linéaire et leur coefficient de corrélation ont été conservés à titre indicatif seulement.

### **3.3.2 Distribution géographique**

Les différentes classes pédologiques sont inégalement distribuées dans l'espace (figure 30A). Les non-sols sont directement associés aux remblais des routes et au déblai de la Butte S-O. Le sol thixotropique indifférencié a été observé sous la Butte N-O, où le relief est plus accidenté. Il a aussi été identifié singulièrement au centre du croissant délimité par les deux remblais. Des cryosols statiques souvent graveleux sont caractéristiques au centre du croissant délimité par les deux remblais et sur la crête E. Les cryosols organiques caractérisent la zone juste sous l'extrémité nord du croissant et celle juste au nord du ruisseau intermittent où il relie les deux ponceaux. Les cryosols organiques, parfois terriques ou glaciques caractérisent aussi et surtout le bassin à l'ouest de la route. L'épaisseur de la couche active est caractéristique aux types de sol alors elle est répartie de manière semblable dans l'environnement naturel. Elle augmente d'un ordre de magnitude sous la route (figure 30B).

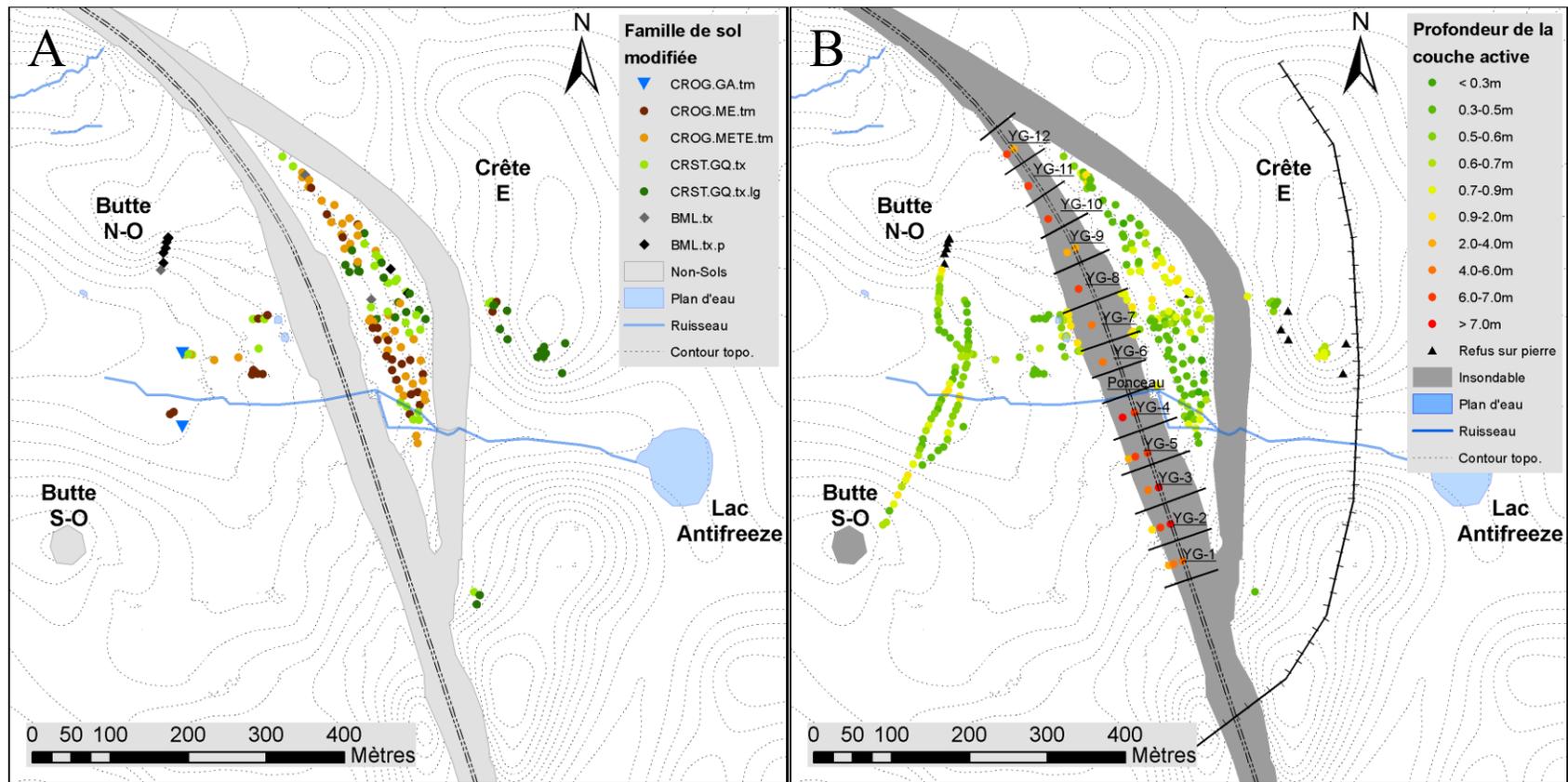


Figure 30 – Distribution des sols (A) et de l'épaisseur de la couche active (B). Les refus sur pierre notés sont à une profondeur inférieurs à 1.15 m.

### 3.3.3 Propriétés physiques – Matière organique et densités

Le contenu moyen ( $n = 60$ ) du sol en matière organique, incluant le plafond du pergélisol, est de 26 % et varie entre 2 et 98 % avec un écart-type de 26 %. Cette variation dépend fortement de l'aspect statique ou organique des cryosols (figure 31). Lorsque statiques, leur contenu moyen ( $n = 19$ ) est de 18 % et varie avec un écart-type de 21 %. Lorsqu'organiques ( $n = 41$ ), les mêmes valeurs sont de 30 et 24 % respectivement. Dans les deux types de cryosols, le contenu organique diminue avec la profondeur (figure 31). Le contenu organique du silt modifie la densité spécifique ( $G$ ), la densité apparente ( $\rho_{s,dg}$ ) et la porosité ( $N$ ) du mélange (figure 32 et tableau VI).

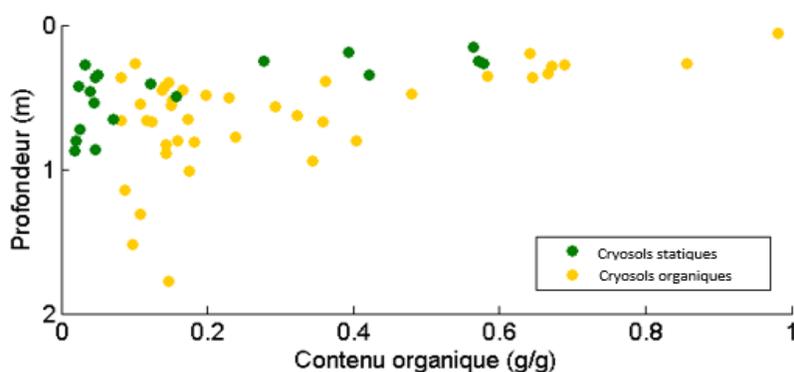


Figure 31 – Contenu organique des cryosols organiques et statiques selon leur profondeur.

La densité spécifique ( $G$ ) moyenne ( $n = 12$ ) du silt pur (incluant moins de 5 % de matière organique) se situe à 2.79 g/cm<sup>3</sup> avec un écart-type de 0.02 g/cm<sup>3</sup>. Elle diminue à mesure que la matière organique ( $MO$ ) est incluse selon une fonction rationnelle ( $n = 78$ ) qui apparaît acceptable dans un domaine entre 5 % et 100 % (figure 32A et tableau VI). En deçà de 5%, la valeur de la moyenne semble plus juste. La nature de la matière organique est bien variable, plus elle est importante dans le mélange, moins la relation est précise. Par ailleurs, une donnée a été jugée aberrante et rejetée vers la fin du domaine (en rouge – figure 32A), car elle entravait l'analyse statistique. La densité spécifique du matériel de remblai a été mesurée à 2.79 g/cm<sup>3</sup>, comme celle du silt pur.

La densité apparente ( $\rho_{s,dg}$ ) moyenne ( $n = 12$ ) du silt pur (incluant moins de 5 % de matière organique) se situe à 1.62 g/cm<sup>3</sup> avec un écart-type de 0.13 g/cm<sup>3</sup>. Elle diminue à mesure

que la matière organique (*MO*) est incluse selon une fonction rationnelle ( $n = 78$ ) qui apparaît acceptable dans tout le domaine (figure 32B et tableau VI). Le matériel de remblai ne contenait pas de matière organique et sa densité apparente a été mesurée à deux reprises. Les valeurs mesurées sont 1.93 et 2.11 g/cm<sup>3</sup>.

La porosité moyenne ( $n = 12$ ) du silt pur (incluant moins de 5 % de matière organique) se situe à 0.42 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup> avec un écart-type de 0.04 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>. Elle augmente à mesure que la matière organique est incluse suivant une fonction puissance ( $n = 78$ ). La fonction apparaît acceptable dans tout le domaine (figure 32C et tableau VI). La porosité du matériel de remblai a été calculée à 0.31 et 0.24 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup> pour les deux valeurs de densités apparentes mesurées.

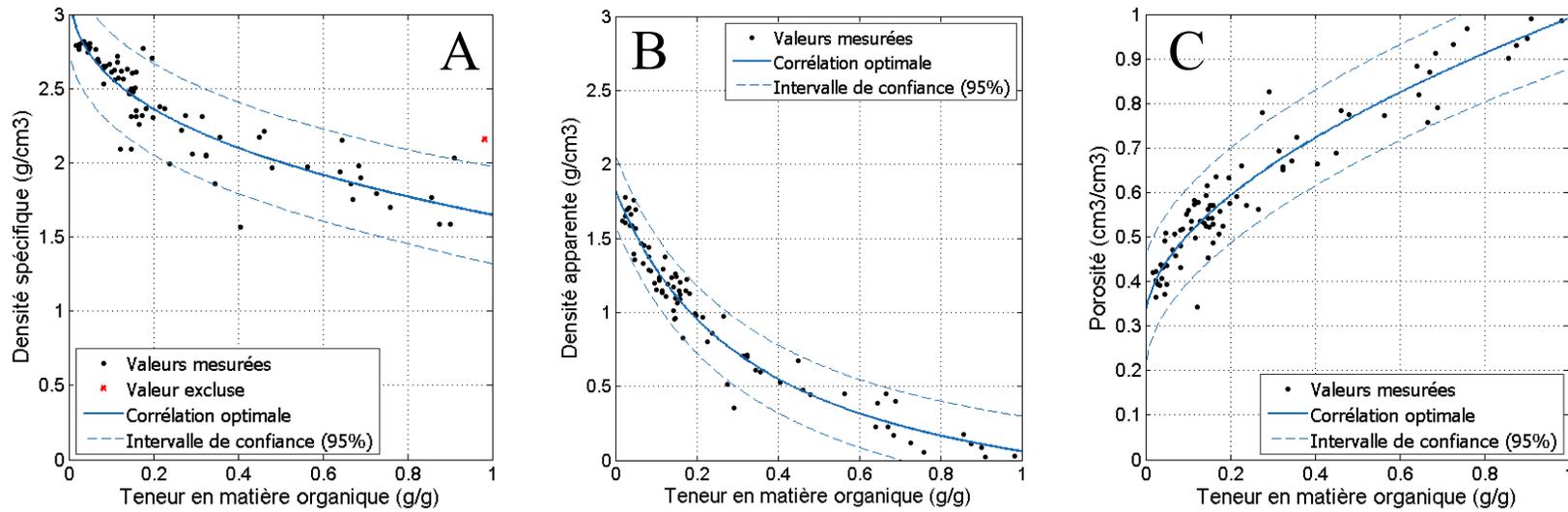


Figure 32 – Relation entre la teneur en matière organique du silt de Beaver Creek (secs et remaniés) et A) sa densité spécifique, B) sa densité apparente et C) sa porosité.

Relation avec le contenu organique ( $MO$ )	Équations	Coefficients de détermination ajustés ( $R^2$ )
A) Densité spécifique ( $G$ )	$G(MO) = \frac{(1.268 \cdot MO) + 1.071}{MO + 0.3636}$	0.83
B) Densité apparente ( $\rho_{s,dg}$ )	$\rho_{s,dg}(MO) = \frac{(-0.5458 \cdot MO) + 0.6271}{MO + 0.343}$	0.94
C) Porosité ( $N$ )	$N(MO) = (0.672 \cdot MO^{0.5589}) + 0.3188$	0.90

Tableau VI – Équations de la variation de la densité spécifique ( $G$ ), de la densité apparente ( $\rho_{s,dg}$ ) et de la porosité ( $N$ ) par rapport à la variabilité de la teneur en matière organique ( $MO$ ); déduites des valeurs mesurées ( $n = 78$ ).

### 3.3.4 Températures du sol

Le détail des températures mesurées dans les puits peut être consulté à l'annexe 9. L'intervalle de température possible dans le sol varie considérablement (figure 33). Les puits Top3, Slope4 et p114 sont localisés dans un environnement naturel. Le puits Top3 est dans une parcelle de lichen de la pessière et Slope4 est dans une parcelle de mousse de la pessière. La comparaison de leur plage de température respective (figure 33A et B) montre que la couche active sous le lichen se tient plus chaude que sous la mousse. Le puits p114 situé est dans le milieu humide arbustif. La température minimum qu'il y mesure est considérablement plus froide que dans la pessière (figure 33C).

Les puits BH12-998 et BH12-1003 ainsi que la chaîne de thermistance YG4-3 sont situés sous une surface perturbée. Les puits BH12-998 et BH12-1003 sont exempts de surface organique et la couche active y est un peu plus chaude que partout dans l'environnement naturel (figure 33F et G). La chaîne de thermistances YG4-3, associée au centre de la route, montre la plage de température la plus chaude qui soit (figure 33H).

Les puits p110 et Ditch sont dans une zone d'écoulement. Ditch est localisé dans la tranchée juste à l'amont du ponceau. Ce puits montre une plage de température chaude qui refroidit plutôt rapidement vers la profondeur (figure 33E). Le puits p110 est localisé dans le milieu humide naturel et subit l'influence du chenal d'écoulement hypodermique drainant la mare de l'exutoire d'un drain agricole. La température à sa base ne dépasse pas 0 °C (figure 33D), comme pour le puits p114 dans le milieu naturel. En revanche, la température minimale du puits p114 (figure 33C) reste bien plus basse que celle du puits p110 (figure 33D).

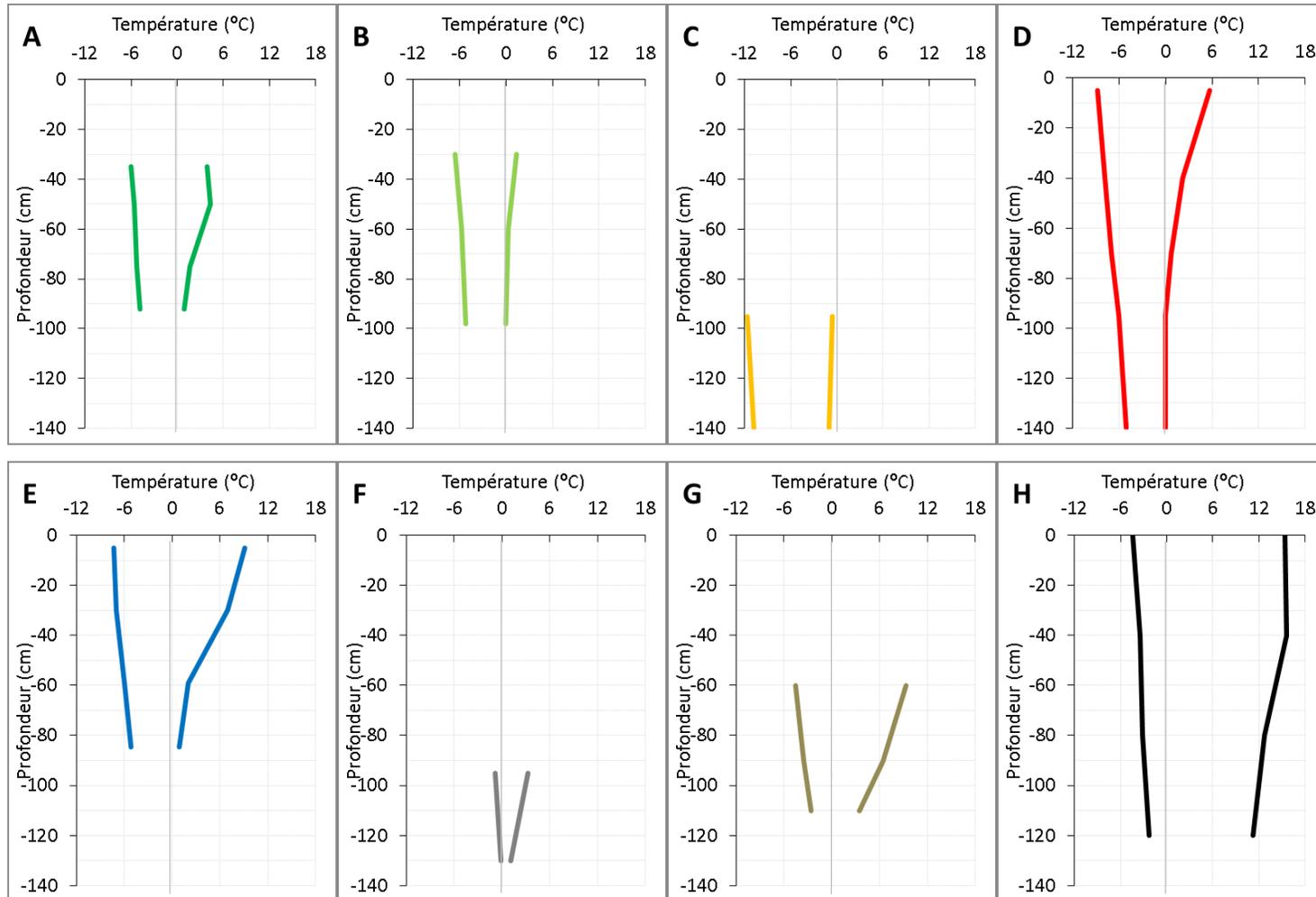


Figure 33 – Comparaison de la plage des températures possibles dans le sol telle que mesurée à l’aide des thermistances préinstallées dans les puits d’observation hydrologiques et sous la route. En ordre, les diagrammes réfèrent aux puits Top3 (A), Slope4 (B), p114 (C), p110 (D), Ditch (E), BH12-998 (F), BH12-1003 (G) et YG4-3 (H). Leur localisation est affichée sur la figure 18.

### 3.4 Cryostratigraphie

Le pergélisol identifié dans les différents forages au site d'étude (figure 34) est décrit dans cette section. Les figures 35 et 36 montrent les assemblages pédogéniques et cryostratigraphiques trouvés dans les coupes cryostratigraphiques A–A' et B–B'. Ces assemblages sont directement résumés et classifiés en cinq unités cryostratigraphiques, sans passer par la création de cryofaciès. Ce dernier niveau de classification n'était pas pertinent vu le fait que la distribution spatiale du lot de carotte est très irrégulière et clairsemée. La coupe composite A–A' (figure 37) montre la répartition des unités cryostratigraphiques et le texte des sections suivantes les décrit. Enfin, la densité des carottes au plafond du pergélisol et leur contenu en glace excédentaire sont rapportés.

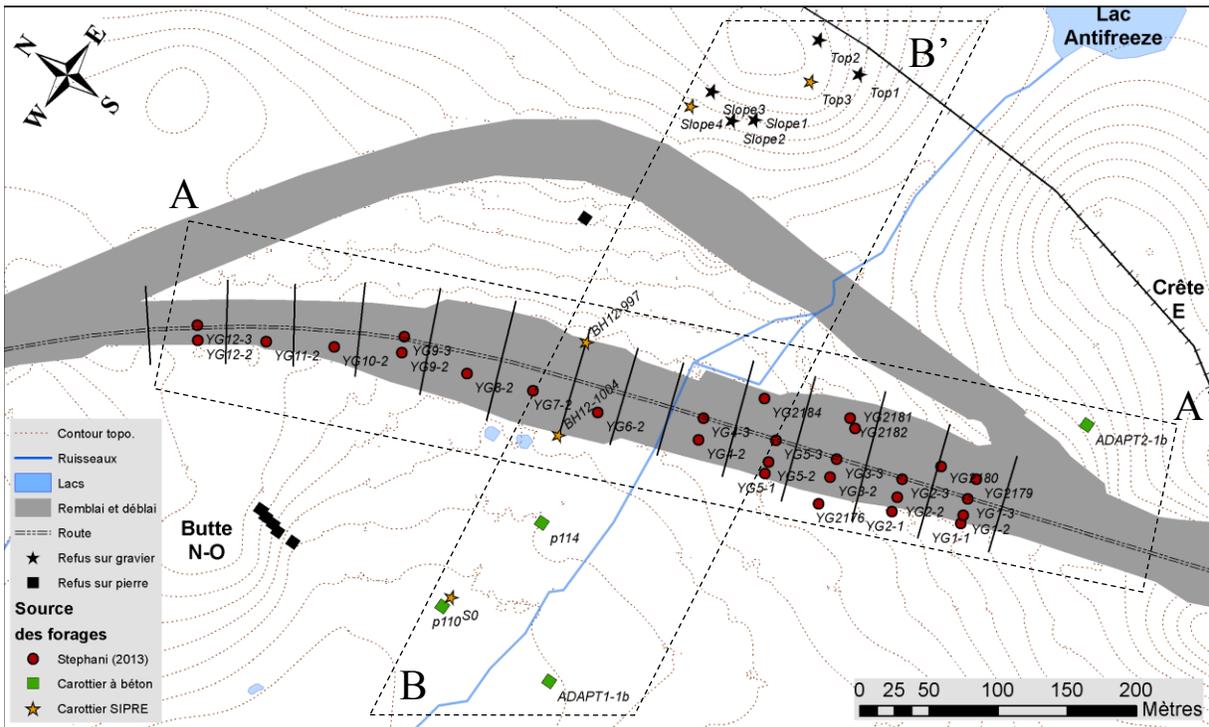


Figure 34 – Carte de localisation des forages dans le pergélisol au site d'étude. Les forages profonds réfèrent à ceux préalablement effectués par Stephani (2013). Les forages du plafond du pergélisol proviennent de cette étude. Les forages BH12-997 et BH12-1004 ont été faites en double. L'affichage des refus sur pierres ou graviers a été conservé comme point de repère.

Les annexe 10 et 11 décrivent et illustrent les assemblages pédo-sédimentaires et cryogéniques identifiés dans les forage, en voici un rappel :

### Assemblages pédo-sédimentaires

- Tourbe fibreuse pergélisolée ou non ***Of(z)***
- Tourbe mésique pergélisolée ou non ***Om(z)***
- Tourbe silteuse pergélisolée ou non ***Om(z)2***
- Silt tourbeux pergélisolé ou non ***Ah(z)***
- Silt massif pergélisolé ou non ***Cgj(z)***
- Silt massif légèrement graveleux, pergélisolé ou non ***Cgj(z)2***
- Silt tourbeux et tourbe cryoturbés et pergélisolés ***AChybz***
- Silt sableux et matière organique stratifiés et pergélisolés ***IACbhz***
- Silt gravelo-sableux stratifié et pergélisolé ***IICbz***
- Diamicton à matrice tourbeuse pergélisolé ***IIIOMBz***
- Diamicton à matrice silteuse pergélisolé ***IIICbz***
- Glace massive ***Wz***

### Éléments pédo-sédimentaires ponctuels

- Fragments de bois ***BF***
- Poches de téphra ***TE***
- Discordances angulaires \ (non cartographiée)

### Assemblage cryogéniques

- Cryostructure interstitielle invisible parfois un peu microlenticulaire ou réticulée ***AM***
- Cryostructure stratifiée-lenticulaire ***SL***
- Matrice organique – Cryostructure interstitielle visible à invisible, et microlenticulaire ***PAM***
- Cryostructure réticulée, stratifiée-lenticulaire, interstitielle visible et microlenticulaire ***RSPM***
- Cryostructure microlenticulaire et stratifiée-lenticulaire ***MS***
- Cryostructure ataxitique et stratifiée-lenticulaire ***AS***
- Glace massive, stratifications horizontales et nuages de bulles rondes ***MH***
- Glace massive, stratifications verticales et nuages de bulles allongées verticalement ***MV***

### Éléments cryogéniques ponctuels

- Lentilles notables ***LN***
- Silt sableux isolé avec auréole réticulée ***SIR***

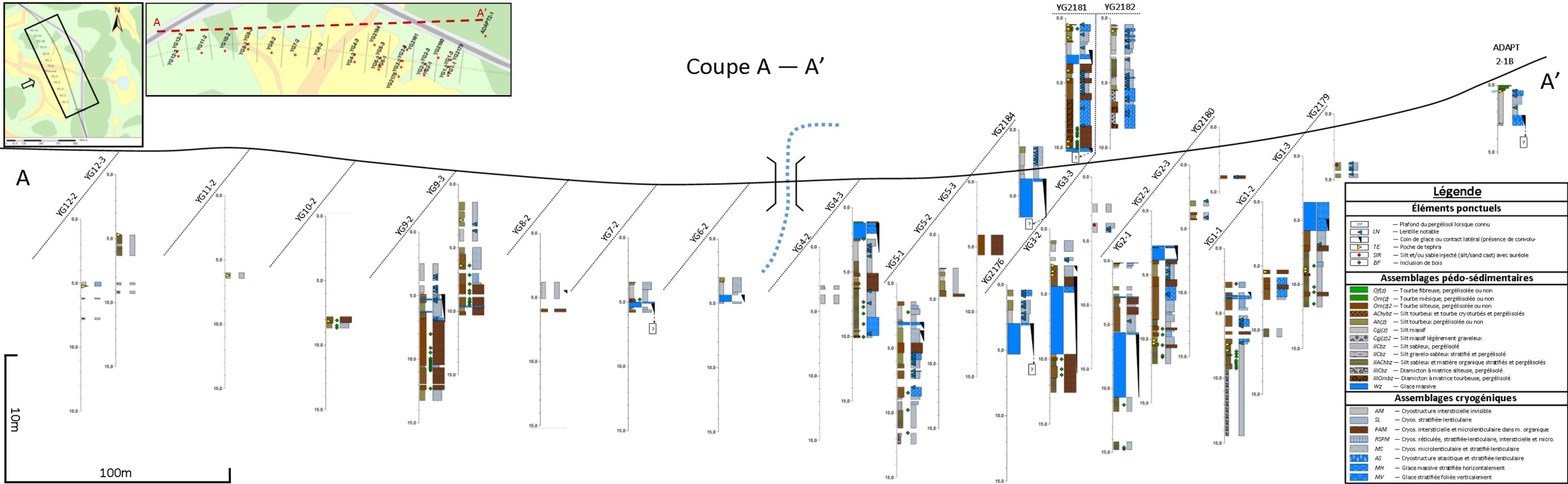


Figure 35 – Coupe cryostratigraphique A–A'. La partie gauche des forages représente l'assemblage pédo-sédimentaire et celle de droite représente la glace intrasédimentaire. Pour chaque forage, l'assemblage pédo-sédimentaire est exprimé du côté gauche et la glace intrasédimentaire à droite. Le trait tiré bleu représente le ruisseau intermitant et le ponceau qui lui permet de traverser la route.

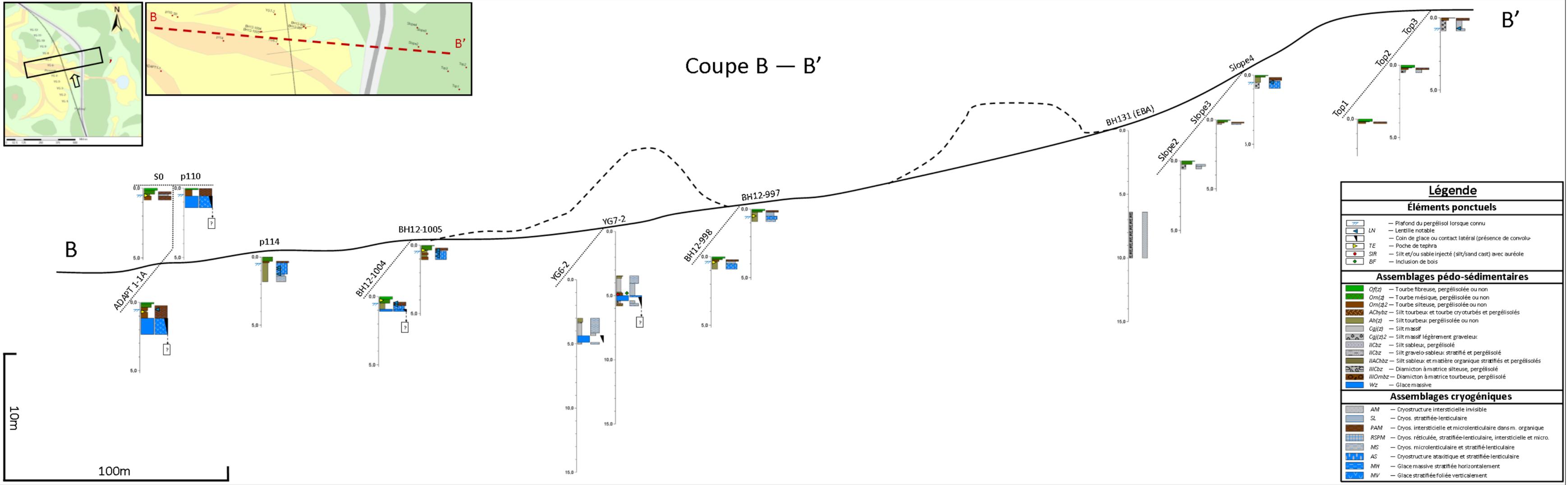


Figure 36 – Coupe cryostratigraphique B-B'. La partie gauche des forages représente l'assemblage pédo-sédimentaire et celle de droite représente la glace intrasédimentaire. Pour chaque forage, l'assemblage pédo-sédimentaire est exprimé du côté gauche et la glace intrasédimentaire à droite. Le trait tireté noir représente la géométrie du remblai actuel (à gauche) et celle du remblai abandonné (à droite).

### 3.4.1 Description et distribution des unités cryostratigraphiques

Les unités cryostratigraphiques déterminées vont comme suit (l'intervalle entre parenthèses signifie la plage de profondeur où se trouve la limite supérieure des unités cryostratigraphiques) :

- Unité cryostratigraphique A – Diamicton (>12-6+ m)
- Unité cryostratigraphique B – Sédiments stratifiés (>10-5 m)
- Unité cryostratigraphique C – Silt riche en glace, unité inférieure (4-2 m)
- Unité cryostratigraphique D – Silt massif (3-1 m)
- Unité cryostratigraphique E – Silt riche en glace, unité supérieure (1.0-0.3 m)

Dans le texte descriptif qui suit, les abréviations entre parenthèses, en italique et en gras, font référence aux descriptions des assemblages pédo-sédimentaires et de la glace intrasédimentaire détaillés aux annexes 9 et 10.

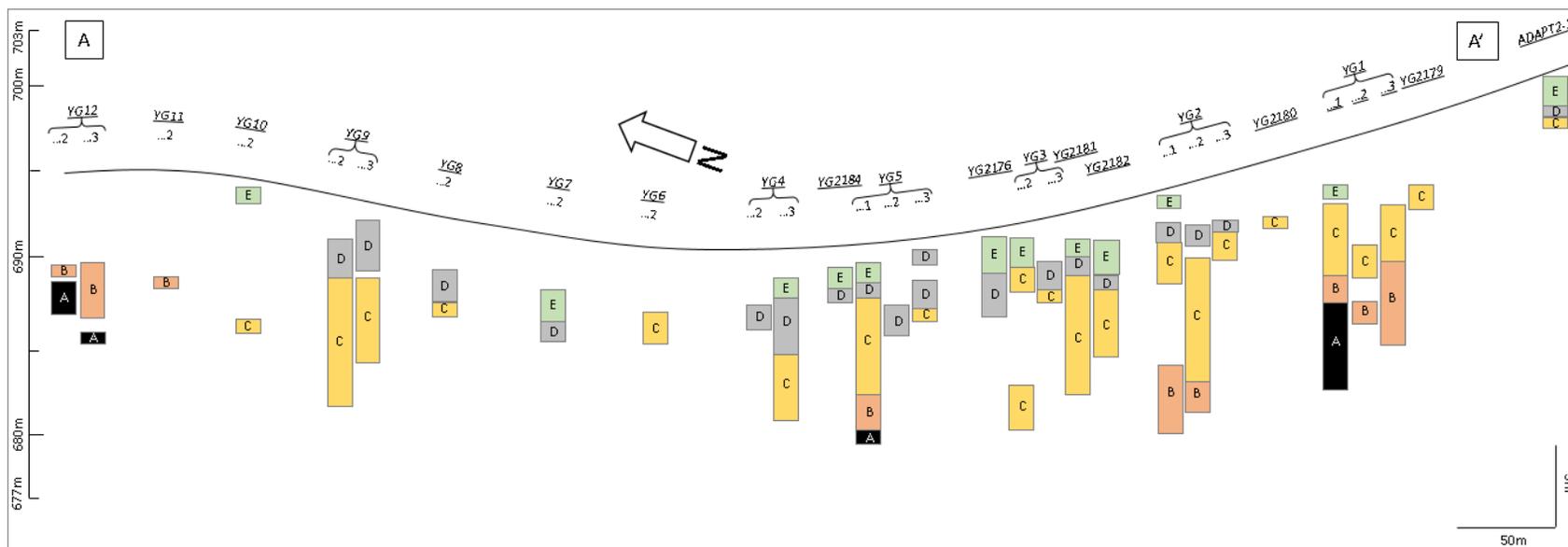


Figure 37 – Disposition des unités cryostratigraphiques rencontrées dans les forages de la coupe A–A’.



Figure 38 – Cryofaciès dominant de chaque unité cryostratigraphique (voir le texte pour description). A représente le diamicton, B représente les sédiments stratifiés, C représente l’unité inférieure de silt riche en glace, D représente l’unité de silt massif et E représente l’unité supérieure de silt riche en glace. Les carottes ont un diamètre approximatif de 100 mm. Pour chaque couple, l’image de gauche représente la tomographie et celle de droite la photographie. Sur les tomographies, le blanc indique le matériel le plus dense et la teinte s’assombrit à mesure que la densité diminue; la glace apparaît plus foncée que les sédiments encaissants. L’échelle chromatique est modulée individuellement pour chaque type en vue d’amplifier les contrastes.

#### 3.4.1.1 Unité cryostratigraphique A – Diamicton (>12-6+ m)

L'unité A est constituée d'un diamicton à matrice sablo-silteuse pauvre en glace (*IIICbz*) avec fragments rocheux subangulaires à subarrondis. Autrement dit, sa distribution granulométrique est grossière, mal triée puis contient une fraction boueuse importante. La cryostructure est uniquement interstitielle invisible (*AM*) et sa teneur en glace apparaît faible. Stephani (2013) avait mesuré la dimension moyenne des grains à 385.0 µm. La fraction graveleuse vaut 25.8 %, la fraction sableuse vaut 33.8 %, la fraction silteuse vaut 31.2 % et la fraction argileuse vaut 9.2 % (Stephani, 2013). La glace excédentaire, la matière organique, le téphra ou les fragments de bois n'ont pas été observés.

Cette unité n'a été que rarement rencontrée, soit dans 5 % des 145 m de forage conservés. Dans tous les forages où elle a été observée, elle en constituait la partie la plus profonde (figure 37). Aucun indice n'existe quant à son épaisseur totale. L'occurrence de l'unité A la plus près de la surface été trouvée au forage YG12-2 (à 6.15 m sous la surface) alors que la plus profonde l'a été au forage YG5-1 (à 11.8 m sous la surface).

#### 3.4.1.2 Unité cryostratigraphique B – Sédiments stratifiés (>10-5 m)

L'unité B est constituée d'un mélange de sédiments silto-sableux et organiques, finement stratifiés et/ou perturbés (*IIAChbz* et *IICbz*). Elle est pauvre en glace et contient parfois des lits de sables et graviers, des inclusions de bois (*BF*), des roches et graviers épars et des traces de téphra (*TE*). Sa cryostructure dominante est aussi interstitielle invisible (*AM*) quoique parfois stratifiée-lenticulaire (*SL*). Dans ce cas, les lentilles s'insèrent dans les plans de stratifications. Une quantité notable de glace pelliculaire est aussi perceptible autour des fragments de bois et roche puis des discordances angulaires (ll) sont parfois perceptibles. La distribution granulométrique n'a pas été mesurée vu la très importante variabilité des sédiments. La portion des fragments de bois (*BF*) trouvés est quant à elle relativement importante; elle correspond à 37 % du total.

Cette unité est bien représentée dans les forages (dans 9/29), elle représente 19 % de la longueur totale recueillie. Elle était systématiquement observée par-dessus l'unité A lorsque cette dernière avait été atteinte (figure 37). L'unité B a en plus été rencontrée au fond des forages

YG2-1, YG1-2 et YG1-3. Son épaisseur varie autour de 2-3 m, sa transition avec l'unité A est très abrupte.

#### **3.4.1.3 Unité cryostratigraphique C – Silt riche en glace, unité inférieure (4-2 m)**

L'unité C est constituée d'un silt riche en matière organique et en glace souvent d'apparence cryoturbée (*ACHybz*). Elle contient parfois aussi le mélange de diamicton et tourbe boisée (*IIIOMBz*), des fragments de bois (*BF*) et des traces de téphra (*TE*). Sa cryostructure est bien développée et inclut la glace microlenticulaire (*MS*), la glace stratifiée-lenticulaire (*SL*), la glace ataxitique (*AS*) et la matrice organique (*PAM*). Un mélange de cryostructures réticulées, stratifiées-lenticulaires, interstitielle visibles et microlenticulaires (*RSPM*) peut être rencontré plus rarement, en association avec de la glace massive stratifiée horizontalement et truffée de bulles rondes (*MH*). La glace de coin (*MV*) sur plusieurs mètres est aussi caractéristique, plusieurs lentilles notables (*LN*) ont été trouvées et les discordances angulaires (∥) apparaissent comme relativement courantes. Stephani (2013) a mesuré la dimension moyenne des particules à 19.0 µm. La fraction graveleuse vaut 1.5 %, la fraction sableuse vaut 11.5 %, la fraction silteuse vaut 76.1 % et la fraction argileuse vaut 10.9 %. Les contenus gravimétriques en glace et en matière organique ont été mesurés respectivement à 109 % et 7.7 % (Stephani, 2013). La plupart des fragments de bois (~49 %) et la plupart des coins de glace (74 %) ont été trouvés dans cette unité. Des traces de téphra ont aussi été rencontrées. Plusieurs carottes étaient en plus affectées par des convolutions associées aux coins de glace. La classification entre les unités B ou C reste ambiguë lorsque le contenu organique est anormalement élevé (comme à YG9).

L'unité C est la mieux représentée, elle vaut pour 51 % des 145 m de forages récupérés (dans 21/29 forages). Sa base est normalement observée entre 3 et 10 m de profondeur. Son épaisseur était difficile à évaluer vu l'absence de contact clair avec l'unité cryostratigraphique sous-jacente (figure 37). Les données sont toutefois suffisantes pour estimer une épaisseur minimum de 6 m sous la partie la moins élevée du milieu humide. Cette épaisseur tend à diminuer en s'approchant de la forêt des crêtes et des buttes. La transition du contact avec l'unité B (YG5-1 et YG1-1) apparaît comme un raffinement graduel des particules du bas vers le haut. La clarté et la densité des stratifications tendent à graduellement diminuer dans le même sens (l'organisation des particules devient de plus en plus nébuleuse). En contrepartie, la transition

des cryostructures est abrupte; la glace interstitielle invisible de l'unité B disparaît instantanément pour laisser place à la multitude de cryostructures identifiées.

#### **3.4.1.4 Unité cryostratigraphique D – Silt massif (3-1 m)**

L'unité D est constituée d'un silt massif pauvre en glace (*Cgjz*) qui inclut parfois des gleyifications, des racines décomposées et quelques failles oxydées. Il inclut parfois aussi des graviers (*Cgjz2*). Sa cryostructure dominante est interstitielle invisible, parfois aussi microlenticulaire et réticulée (*AM*) faiblement développée. Le silt massif inclut rarement quelques lentilles bien développées dans sa partie supérieure (*LN*). À sa base, quelques intrusions de silt sableux isolé (*SIR*) et de glace stratifiée horizontalement (*MH*) ont été observées; cet assemblage semble référer à un pseudomorphe. Stephani (2013) a mesuré la dimension moyenne des particules à 19.0 µm. La fraction graveleuse vaut 0.1 %, la fraction sableuse vaut 17.1 %, la fraction silteuse vaut 68.2 % et la fraction argileuse vaut 14.0 %. Les contenus gravimétriques en glace et en matière organique ont été mesurés respectivement à 47 % et 3 % (Stephani, 2013). Dans cette unité, quelques fragments de bois (~7 %) et quelques coins de glace (20 % de tous ceux qui ont été compilés) ont été observés. Des traces de téphra (*TE*) apparaissent en un seul endroit.

Cette unité est bien représentée. Faisant 19 % des 145 m de carottes récupérées, elle se retrouvait dans près du tiers des forages (18/29). Elle a été rencontrée à une profondeur de 5-2m et son épaisseur apparaissait autour de 1-3m (figure 37) ou moins encore (1.90-2.25 m – figure 40A). Le contact cryostratigraphique avec l'unité sous-jacente (unité C) est clair et fréquemment observé; de l'unité C vers le haut, le matériel reste similaire et la cryostructure riche en glace disparaît instantanément pour laisser place à la cryostructure interstitielle invisible. Cette transition constitue une discordance de dégel secondaire et peut parfois tronquer les coins de glace de l'unité C (voir la figure 40 pour un exemple).

#### **3.4.1.5 Unité cryostratigraphique E – Silt riche en glace, unité supérieure (1.0-0.3 m)**

L'unité E est génétiquement reliée à la couche active; elle prolonge les cryosols organiques et statiques (*Ahz*, *Cgjz*, *Ofz*, *Omz* et *Omz*) décrits à la section précédente (figure 27). Son silt grossier sableux (*Cgjz*) thixotropique est le même et il contient aussi parfois des graviers épars (*Cgjz2*). Sa distribution granulométrique est aussi similaire à celle de l'unité D, mais sa

cryostructure diffère. L'unité E est constituée d'une série typique en deux cryofaciès, dont l'ensemble est montré à la figure 40. Le premier s'élève à partir de l'unité D et son contenu en glace microlenticulaire (*MS*) augmente progressivement vers le haut pour atteindre une zone particulièrement riche en glace. Le second s'y superpose, il apparaît où la cryostructure change soudainement pour devenir ataxitique et stratifié-lenticulaire (figure 40 – *AS*). Cette dernière zone est délimitée par d'importantes lentilles de glace (figure 40 – *LN* >1 cm). Une couche irrégulière de téphra (*TE*) est normalement rencontrée au plafond du pergélisol.

Le contenu moyen en matière organique de l'unité E est de 26.0 %. Sa densité gelée moyenne ( $n = 60$ ) est de  $1.32 \text{ g/cm}^3$  et varie avec un écart-type de  $0.31 \text{ g/cm}^3$  (tableau VII). Ces statistiques sont subtilement différentes lorsque le pergélisol de la forêt et celui des milieux humides et transitoires sont distingués. La moyenne ( $n = 19$ ) dans la forêt est de  $1.47 \text{ g/cm}^3$  et celle dans le milieu humide et transitoire ( $n = 41$ ) est de  $1.25 \text{ g/cm}^3$ . La densité gelée suit une tendance décroissante vers la profondeur. Elle ne semble toutefois pas distincte entre les différentes unités écologiques (figure 39). La totalité des coins de glace en surface a été observée dans le milieu humide. Ceux qui ont été rencontrés ailleurs étaient enfouis (le premier dans le ravin initié par la tranchée et le second dans le forage ADAPT2.1b). La densité de deux morceaux de glace massive de coin a été mesurée à  $0.84$  et  $1.07 \text{ g/cm}^3$  (le premier n'incluait aucun sédiment et beaucoup de gaz). Le contenu gravimétrique moyen en glace de l'unité E est de  $2.55 \text{ g/g}$ . Le tassement potentiel réfère à la glace excédant la porosité, sa valeur moyenne est de  $0.32 \text{ cm/cm}$  et varie avec un écart-type de  $0.28 \text{ cm/cm}$  (tableau VII).

L'unité E est présente partout au site d'étude, mais n'a pas été rencontrée très souvent dans la coupe A–A'. Elle l'a été dans 11/29 forages, presque tous nouveaux. Lorsqu'accessible, sa base était rencontrée autour de 2-3 m sous la surface; son épaisseur varie autour de 1-2 m. La transition de sa cryostructure avec celle de l'unité D est difficilement reconnue. Cette unité inclut des coins de glace 1 m sous la surface du milieu humide seulement; aucun n'a été observé dans la forêt.

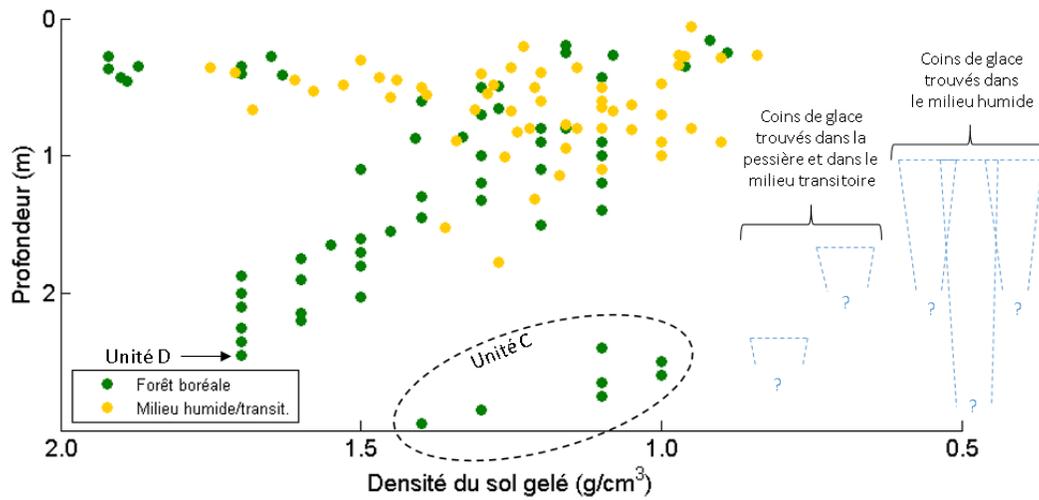


Figure 39 – Densité des carottes gelées associées aux cryosols statiques ou organiques. Noter l’inversion de l’abscisse, elle vise à mettre en évidence le contenu en glace plutôt que la densité à proprement parler.

	Moyenne	Écart-type	Minimum	Maximum
Densité gelée (g/cm <sup>3</sup> )	1.32	0.31	0.84	2.11
Contenu en eau (g/g)	2.55	5.48	0.13	42.9
Tassement potentiel (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	0.32	0.28	0	0.81

Tableau VII – Statistiques des propriétés physiques mesurées sur tous les échantillons gelés ( $n = 60$ ).

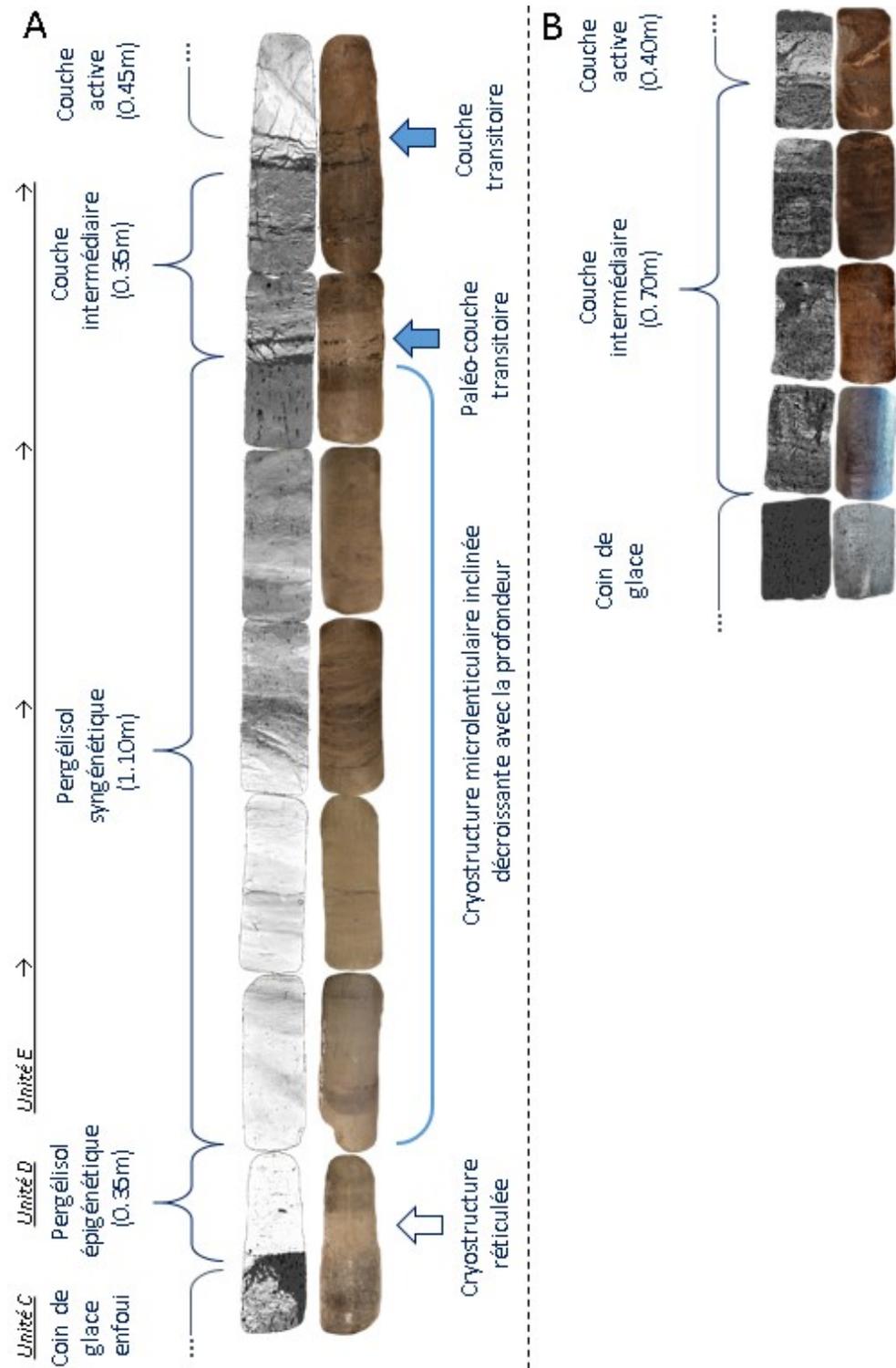


Figure 40 – Cryofaciès typique à la base de la couche active A) à la marge de la pessière à mousse (forage ADAPT2.1b) et B) dans le milieu humide (forage ADAPT1.1b). Les carottes ont un diamètre de 75 mm. Les unités C et D peuvent être reconnues à la base du forage. L'image de gauche représente la tomographie et celle de droite la photographie. Sur les tomographies, le blanc indique le matériel le plus dense et la teinte s'assombrit à mesure que la densité diminue; la glace apparaît plus foncée que les sédiments encaissants. L'échelle chromatique a été fixée afin de permettre la visualisation du profil de contenu en glace.

## 4 Discussion

Les objectifs spécifiques sont discutés dans le même ordre qu'ils ont été introduits. Le premier objectif, détailler la *catena*, permet la reconnaissance de la structure du paysage en surface. Il est résolu par l'étude physiographique, hydrographique, écologique et pédologique. Ces niveaux sont interprétés ici comme les composantes spatiales (en deux dimensions) du Géosystème de Beaver Creek.

Le second objectif, proposer le modèle d'évolution géomorphologique, permet la reconnaissance des stades de développement du paysage. Il est résolu en combinant sa structure en surface et l'étude cryostratigraphique. D'une manière plutôt suggestive, la temporalité des stades évolutifs par lesquels le Géosystème a passé est proposée sur la base de l'histoire climatique régionale. Les processus impliqués dans l'évolution du paysage sont aussi proposés en considérant la littérature sur le sujet.

En prime, l'étude cryostratigraphique permet de comprendre la structure du paysage dans la troisième dimension (sur l'axe vertical). Le dernier objectif, discuter de la tendance évolutive future du paysage, permet de rendre compte de sa réponse potentielle et actuelle aux changements climatiques et anthropiques. Il est résolu en intégrant les changements récents dans le modèle géomorphologique et en considérant la littérature pertinente. Ce dernier aspect de la recherche vise à faire le lien entre le passé et l'avenir du Géosystème de Beaver Creek.

### 4.1 Objectif spécifique 1 – Détail de la *catena*

Dans cette partie, les résultats reliés au matériel parental commun à tous les sols de la *catena* naturelle sont discutés. La nature et les propriétés physiques du matériel sont rendues explicites et comparées aux mêmes données d'un autre site. Dans un deuxième temps la discussion résume les composantes de la *catena* (les niveaux éco-géomorphologiques qui la constituent). Enfin, l'importance variable du pergélisol écosystémique dans cette *catena* est mise en lumière. Sa forte occurrence dans la région, la mécanique complexe qui le régit et son influence sur la géomorphologie sont discutées.

## **4.1.1 Matériel parental du sol**

### **4.1.1.1 Silt éolien**

La distribution granulométrique du matériel parental du sol est unimodale et positivement dissymétrique. Elle indique que le silt grossier correspond à un loess et a été mis en place par transport éolien (Pye, 1995; Seppälä, 2004). Rampton (1969 dans Rampton, 1971b) était aussi d'avis que la moraine de décrépitude associée à Mirror Creek est enterrée sous une couverture éolienne. Sa dimension supérieure indique qu'il a été transporté sur une courte distance seulement (Tsoar et Pye, 1989; Seppälä, 2004; French, 2007). Sa source demeure inconnue.

Le sol minéral est fin, ce qui lui confère la phase thixotropique (GTCS, 2002). Cette phase lui procure un important potentiel capillaire et une capacité de rétention d'eau significative (Barbour, 1998; Legates *et al.*, 2010). À titre indicatif, l'état de quasi-saturation dans un tel sol peut persister jusqu'à plus de 2 m au-delà du niveau phréatique (-20 kPa de capillarité – Fredlund et Xing, 1994). Au site d'étude, il n'est pas rare que le plafond du pergélisol imperméabilise le sol à moins de 2 m de la surface. La mince couche active s'y trouve alors automatiquement à l'état de quasi-saturation durant des périodes prolongées, ce qui encourage la croissance végétale et l'accumulation de matière organique.

### **4.1.1.2 Inclusion de matière organique**

L'inclusion de matière organique dans le silt éolien suggère que la transition entre l'accumulation minérale et organique aurait été graduelle. Les deux composantes du sol se seraient accumulées de manière synchrone durant une longue période, surtout dans les cryosols organiques. Ce synchronisme a déjà été observé dans la région voisine du Klondike (Sanborn *et al.*, 2006; Fraser et Burn, 2007) et l'est toujours à proximité du site, au lac Kluane (Laxton *et al.*, 1996). Il dénote un environnement périglaciaire terrestre avec des conditions propices à l'érosion éolienne telle que des forts vents et des périodes de sécheresse considérables.

La matière organique incluse dans le silt affecte ses propriétés physiques. Avec un coefficient de corrélation élevé, elle diminue ses densités spécifiques et apparentes, puis augmente sa porosité (figure 32 et tableau VI). Une relation de la sorte avait aussi été mise au

jour par Adams (1973) dans l'horizon A d'un podzol de la forêt Dify aux pays de Galles. Sur une argile silteuse similaire au silt organique de Beaver Creek, ses résultats étaient d'ailleurs très similaires, mais la densité apparente était légèrement inférieure. L'inclusion de matière organique dans le silt a aussi pour effet d'en augmenter la capacité de rétention d'eau et la productivité biologique (Huntington, 2007; Legates et al., 2010). La rétention d'eau des sols favorise la présence de pergélisol dans la région continentale subarctique (Pettapiece, 1975; Ping et al., 2008). Il est donc raisonnable de s'attendre à ce que la distribution spatiale du loess enrichi en matière organique au site d'étude influence la distribution du pergélisol. La description de la *catena* rend compte de disparité dans la distribution des sols humides, organiques et pergélisolés.

#### 4.1.2 Description de la *catena*

Rampton (1971b) et Stephani (2013) avaient déjà brièvement observé que sur la moraine de Beaver Creek, la pessière domine et le milieu humide est systématiquement associé aux terrains plats. Le profil éco-géomorphologique (C–C' – figure 41) rend compte d'un patron un peu plus complexe associé à la pente et/ou à l'altitude relative (figure 41). Ces deux dernières caractéristiques déterminent la condition du drainage; la succession de ses différents niveaux constitue la toposéquence. L'analyse de la physiographie, de l'hydrographie, de l'écologie et de la pédologie, à l'échelle 1:5000, montre que les assemblages végétaux, les familles de sols et leurs régimes thermo-hydriques sont reliés ensemble et se succèdent le long de cette toposéquence. La succession topoédaphique qui en résulte constitue la *catena* de la moraine de Beaver Creek. Limitée au terrain naturel, la *catena* se divise en huit niveaux éco-géomorphologiques. La *Classification Canadienne des Terres Humides* (Warner et Rubec, 1997) a été utilisée pour classer ces niveaux lorsque c'était possible.

La section qui suit fait la synthèse de chaque niveau éco-géomorphologique. La figure 42 idéalise la *catena* et la figure 44 la cartographie. L'épaisseur de la couche active ainsi que la température et le régime hydrique des puits sont inférés aux différentes unités écologiques en tenant compte de leur localisation. Le tableau VIII réitère l'épaisseur moyenne de la couche active mais différenciée par la localisation plutôt que par la classification du sol. La figure 43 rappelle l'écart de la température mesurée à 0.90 cm de profondeur.

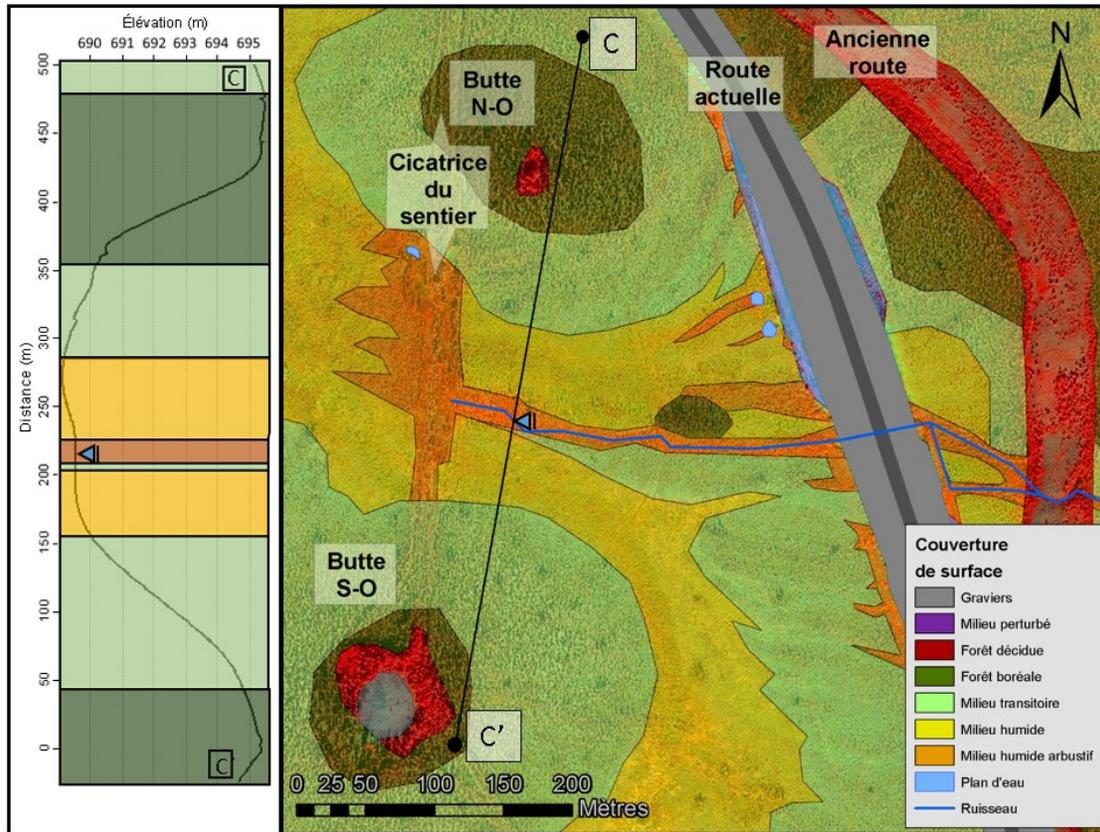


Figure 41 – Profil éco-géomorphologique C-C'. L'exagération verticale du profil topographique (à gauche) est de 25 fois la distance. Le triangle bleu indique le ruisseau intermittent.

Niveaux éco-géomorphologiques	<i>n</i>	Moyenne	Écart-type	Minimum	Maximum
Niveau éco-géomorphologique I	6	> 1.15	NP	NP	NP
Niveau éco-géomorphologique IIa	71	0.69	0.19	0.32	1.18
Niveau éco-géomorphologique IIb	ND	ND	ND	ND	ND
Niveau éco-géomorphologique III	79	0.51	0.18	0.30	1.18
Niveau éco-géomorphologique IV	59	0.54	0.13	0.32	0.90
Niveau éco-géomorphologique Va	5	0.44	0.03	0.40	0.48
Niveau éco-géomorphologique Vb	10	0.88	0.18	0.63	1.20
Niveau éco-géomorphologique VI	NM	NM	NM	NM	NM
<b>Moyenne des cryosols du géosystème</b>	<b>224</b>	<b>0.58</b>	<b>0.19</b>	<b>0.30</b>	<b>1.18</b>

Tableau VIII – Épaisseur (m) moyenne de la couche active des principaux niveaux éco-géomorphologiques.

Le calcul a été réitéré à partir des résultats originaux pour comparer la couche active des niveaux éco-géomorphologiques plutôt que celle des classes de sol. NP signifie que la donnée est non pertinente, ND signifie que l'unité est non différenciée (au niveau cartographique) et NM signifie qu'aucune valeur n'a été mesurée.

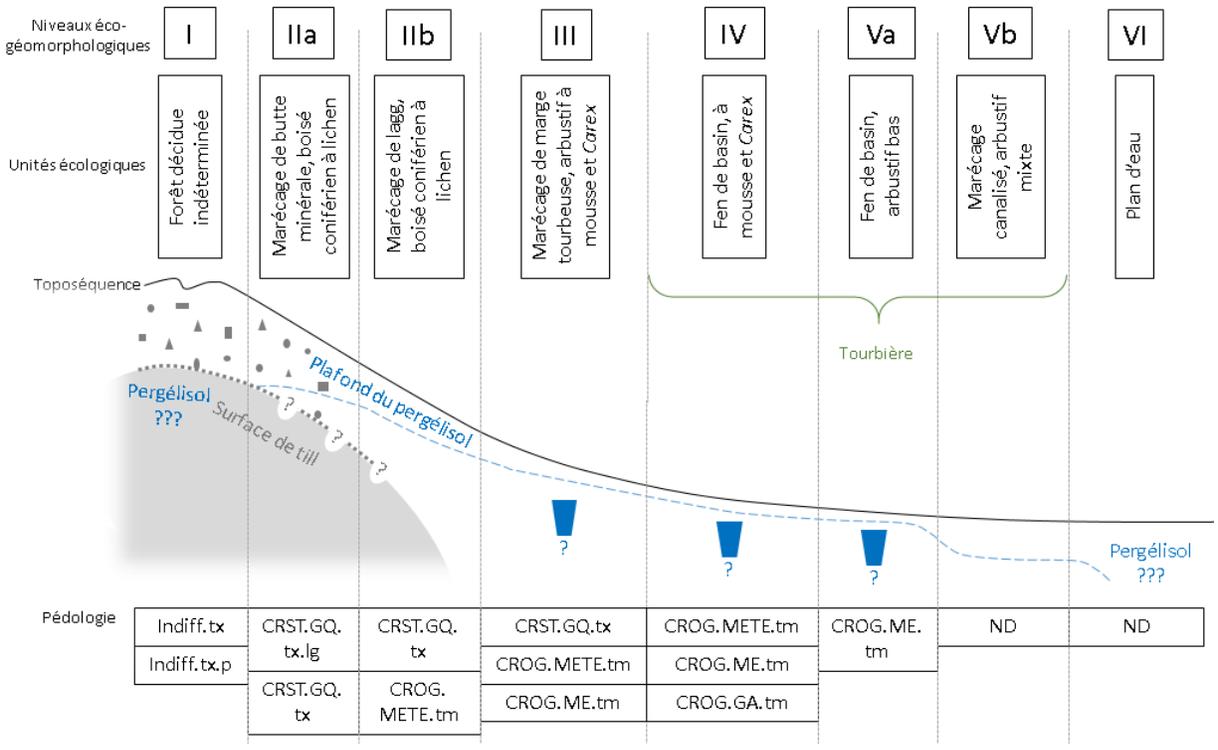


Figure 42 – Modèle idéalisé de la *catena* de la moraine de Beaver Creek (l'échelle est symbolique). Les unités écologiques sont conformes à la *Classification Canadienne des Terres Humides* (Warner et Rubec, 1997). Les abréviations référant aux sols (à la pédologie) sont conformes à la *Classification Canadienne des Sols* (GTCS, 2002). Indiff. représente le sol indifférencié, CRST.GQ représente le crysol statique gleyfié, CROG.ME représente le crysol organique, TE indique qu'il est terrique, CROG.GA représente le crysol glaciaire. Le suffixe tx indique un matériel thixotropique, le suffixe p indique une pierrosité considérable, le suffixe lg indique un matériel légèrement graveleux et le suffixe tm indique une couche active très mince. ND signifie que le sol n'a pas été décrit.

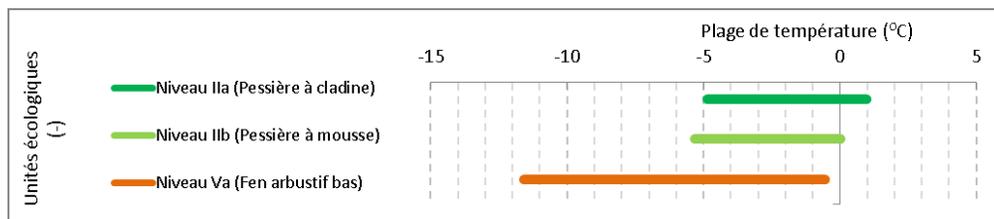


Figure 43 – Comparaison de la plage des températures possibles sous une couche de sol de 0.9 m, telles que mesurée à l'aides des thermistances préinstallées dans les puits d'observation hydrologique. La mesure a été interpolée ou extrapolée car la profondeur exacte des mesures est légèrement variable.

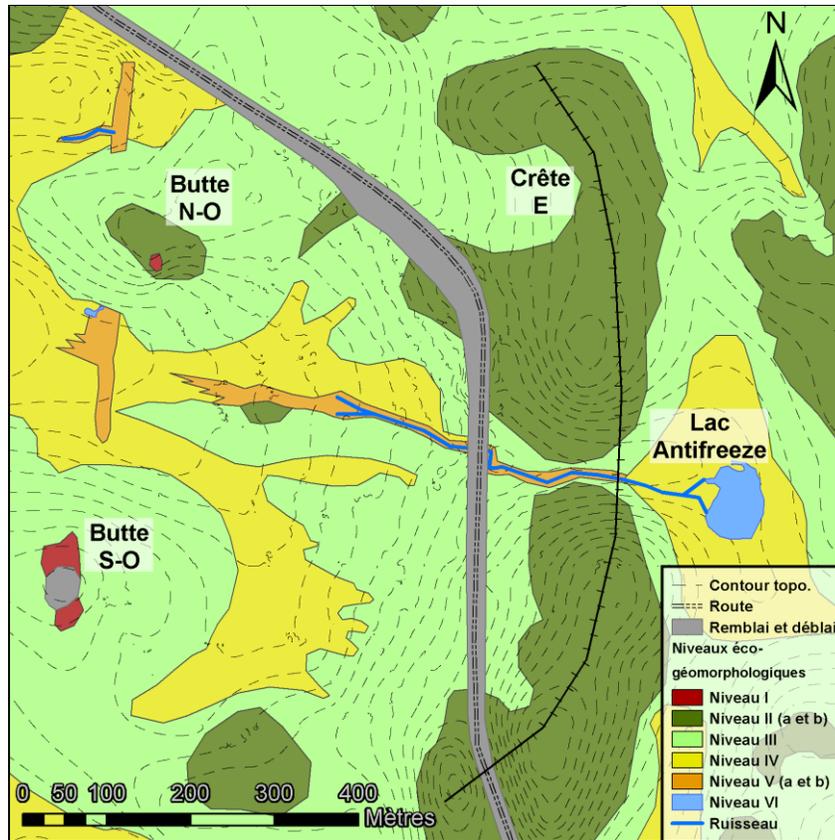


Figure 44 – Interprétation éco-géomorphologique de la *catena* de la moraine de Beaver Creek, masquée par un minimum de perturbation, basée sur l’image de 1975. Cette carte vaut pour une vue en plan de la structure du géosystème de Beaver Creek. Le remblai et le déblai seront discutés plus loin.

Le contraste entre la température du sol et son régime hydrique entre le haut et le bas de la toposéquence doit être mis en lumière avant de poursuivre. La plage de température possible sous le lichen de la forêt boréale (au puits Top3) est légèrement plus élevée que sous la mousse (au puits Slope4 – figure 43). En comparaison, le sol du milieu humide arbustif (au puits p114) est bien plus frais (figure 43). Le régime hydrique au niveau II répond avec une forte amplitude aux événements hydrologiques. Le niveau phréatique sous le lichen se tient significativement plus loin sous la surface que sous la mousse. En comparaison, le régime hydrique du fen répond faiblement aux événements hydrologiques et son niveau d’eau reste collé à la surface du sol tout au long de la période de dégel.

#### 4.1.2.1 Niveau éco-géomorphologique I – Forêt décidue indéterminée

Le niveau éco-géomorphologique I se trouve au sommet de la *catena* où la surface est relativement accidentée. Il est caractérisé par la forêt décidue indéterminée et repose sur un sol indifférencié incluant une pierrosité (figure 42 – Niveau I). Dans le milieu naturel, ce niveau n'est observé que très rarement (figure 44) mais sa présence doit être notée pour expliquer la *catena*.

Telle qu'elle a été décrite, la forêt décidue indéterminée rassemble des poacées, des astéracées, des saules (*salix*), des aulnes crispés (*Alnus crispa*), des peupliers baumiers (*Populus balsamifera*) et des bouleaux à papier (*Betula papyrifera*). Les poacées et astéracées indiquent un sol généralement bien drainé et/ou fraîchement perturbé (Johnson *et al.*, 1995). Les saules et aulnes sont souvent associés aux milieux humides, mais peuvent tout de même tolérer une gamme d'environnements très large. Les aulnes crispés sont généralement trouvés à l'orée des milieux humides, des plans d'eau ou des chemins forestiers. Néanmoins, ils préfèrent les pentes bien drainées aux sols à texture grossière exposés directement au soleil (Johnson *et al.*, 1995). Les peupliers baumiers sont les représentants d'une espèce pionnière. Ces peupliers sont normalement observés dans les dépressions humides ou les terrasses le long des chenaux (Viereck *et al.*, 1983; Johnson *et al.*, 1995). Enfin, les bouleaux à papier nécessitent des endroits bien drainés, relativement ensoleillés, mais tout de même humides (Johnson *et al.*, 1995). Ces deux derniers arbres ne peuvent survivre dans un milieu humide au sens strict du terme (Rydin *et Jeglum*, 2006).

En somme, la végétation de la forêt décidue comprend un lot de milieux parfois perturbés, au moins un peu ensoleillés et ayant des sols à texture grossière, relativement bien drainés, mais jamais secs. De manière générale, dans la division Intérieure et Centre-Sud de l'Alaska, la présence d'une forêt décidue ou mixte, incluant l'un ou l'autre des arbres identifiés, s'observe sur les plaines alluviales actives ou sur les pentes drainées où le pergélisol est absent ou profond (Viereck *et al.*, 1992). Dans un climat stable, elle représente un stade transitoire lorsque la pente est assez faible pour permettre une accumulation de litière suffisante à l'inhibition du drainage (Viereck, 1970; van Cleve *et al.*, 1983; Viereck *et al.*, 1992; Viereck *et al.*, 1993).

Le sol indifférencié est relativement bien drainé, soutient la croissance végétale d'arbre et, par extension, la pédogenèse. Exempt de pergélisol près de la surface (tableau VIII), il est génétiquement relié au cryosol statique gleysolique et partage plusieurs attributs avec le brunisol eutriqué typique aux pentes plus fortes de l'écorégion (GTSE, 2014). La phase pierreuse du sol sous la Butte N-O constitue la surface du till. En effet, la présence de pierres et graviers en haut de toposéquence ne peut être justifiée par les processus de pente ni par l'activité éolienne (Seppälä, 2004). Par ailleurs, la surface pierro-graveleuse apparaît directement dans le déblai sur la Butte S-O (l'épaisseur du dépôt ayant été retiré est inconnue).

#### **4.1.2.2 Niveau éco-géomorphologique II – Pessières**

Le niveau éco-géomorphologique II (figure 42 – II) recouvre la presque totalité des hauts de versant et/ou des pentes visibles (figure 44). Il se divise en deux composantes, la première (niveau IIa) est caractérisée par une pessière à cladine sur un cryosol statique gleysolique à phase thixotropique graveleuse. La seconde (niveau IIb) est caractérisée par une pessière à mousse sur cryosol organique mésique terrique à phase cryique très mince.

Comme la couche de fragments grossiers du niveau I, les sables et surtout les graviers épars contenus dans ces sols n'ont pu être mis en place par le transport éolien (Seppälä, 2004). Rampton (1971b) a proposé qu'ils aient été inclus dans la partie inférieure de la stratigraphie du lac Antifreeze par solifluxion et/ou par érosion pelliculaire. Cette explication semble raisonnable, mais ne peut justifier leur inclusion au deuxième niveau éco-géomorphologique (niveaux IIa et IIb). La migration par entraînement gélival (les cycles gel/dégel ont pour effet d'attirer les fragments grossiers vers le haut par cryosuccion – Corte, 1963; Mackay, 1984; Ritter *et al.*, 2002) explique mieux leur situation lorsque la proximité de la surface de till est considérée.

La couleur pâle du cryosol statique indique que la matière organique y est rare (figure 31). Cette condition entraîne à la baisse la porosité du loess et sa capacité de rétention d'eau et de glace. Dans le climat continental subarctique, une faible quantité de glace à fondre dans la couche active se traduit par son approfondissement (Quinton *et al.*, 2005). De plus, la conductivité effective de la couche active en hiver diminue lorsque sa teneur volumétrique en glace diminue. Les gleyifications indiquent un drainage local imparfait (GTCS, 2002).

L'infiltration d'air durant certaines périodes peut favoriser la décomposition de la matière organique.

#### 4.1.2.2.1 Niveau IIa – Marécage de butte minérale, boisé coniférien à lichen

Le niveau éco-géomorphologique IIa (figure 42 – IIa) est classifié comme un marécage de butte minérale, boisé coniférien à lichen, nonobstant la présence de pergélisol (Warner et Rubec, 1997). La dominance des lichens (*Cladonia* spp.) dans la pessière à cladine indique un drainage efficace en surface. La présence des mousses brunes indique que le sol est riche en nutriment, puis la présence d'*Aulacomnium palustre* traduit la proximité des sols minéraux (Rydin et Jeglum, 2006). Telle qu'elle a été décrite, la pessière à cladine est extrêmement commune sur les sols froids et mal drainés des divisions Intérieures et Centre-Sud de l'Alaska (Viereck *et al.*, 1992). Elle représente un assemblage végétal stable et à l'état de climax topoédaphique dans lequel la productivité des arbres diminue lorsque le sol refroidit (Dyrness et Grigal, 1979; van Cleve *et al.*, 1983; Viereck *et al.*, 1992).

Au site, la pessière à cladine s'appuie exclusivement sur le cryosol statique gleysolique thixotropique et légèrement graveleux qui joue le rôle de couche active relativement épaisse (moyenne de 0.69 m – tableau VIII). La haute plage de température mesurée à 90 cm sous la surface (au puits Top3 – figure 43) renforce le constat d'un pergélisol plus tempéré. La basse teneur en matière organique du loess, limitant sa porosité et sa teneur en glace interstitielle l'hiver, explique au moins en partie la température relativement élevée du sol. L'épaisseur de la couche active et la position topographique de cette unité écologique expliquent la surface relativement bien drainée, le bas niveau de la nappe phréatique perchée et la forte amplitude de sa variation (au puits Top3). La présence du silt massif en contact prolongé avec la nappe phréatique devrait justifier la richesse en nutriment du sol.

#### 4.1.2.2.2 Niveau IIb – Marécage de lagg boisé, coniférien à mousse

Le niveau éco-géomorphologique IIb (figure 42 – IIb) est classifié comme un marécage de lagg, boisé coniférien à mousse, nonobstant la présence de pergélisol (Warner et Rubec, 1997). La pessière à mousse correspond à l'archétype du milieu humide à épinette noire (Rydin et Jeglum, 2006). L'abondance du lichen tend à diminuer en descendant la toposéquence. Les bouleaux nains (*Betula nana*) souvent inclus à cet assemblage végétal (Viereck *et al.*, 1992;

Rydin et Jeglum, 2006) sont toutefois absents et substitués par les saules (*Salix* spp.). Cet assemblage est extrêmement commun sur les sols froids et mal drainés des divisions Intérieures et Centre-Sud de l'Alaska. Dans un climat stable, il représente un climax topoédaphique (Viereck *et al.*, 1992).

La peissière à mousse est normalement assise sur le cryosol organique mésique terrique, où la couche active est mince (0.51 m en moyenne – tableau VIII). Elle s'approfondit subitement sous les parcelles de lichen parsemées ici et là (0.69 cm en moyenne – tableau VIII). La plage de température mesurée à 0.90 m sous la surface (au puits Slope4) témoigne aussi d'un sol plus froid que sous le lichen (au puits Top3 – figure 43). La présence de matière organique du loess augmente sa porosité et sa teneur en glace interstitielle l'hiver, ce qui explique au moins en partie la température plus basse. L'amplitude de la variation du niveau d'eau (au puits Slope4) est marquée comme dans le lichen, mais elle se tient plus près de la surface. Ainsi, la nappe phréatique intercepte le silt massif durant une moins longue durée et le coussin de mousse demeure plus sec en été. Cet état favorise l'isolation du pergélisol durant la période de dégel.

#### **4.1.2.3 Niveau éco-géomorphologique III – Marécage de marge tourbeuse, arbustif à mousse et *Carex***

Le niveau éco-géomorphologique III (figure 42 – III) constitue une transition graduelle entre les niveaux II et IV (figure 44). Il est classifié comme un marécage de marge tourbeuse, arbustif à mousse et *Carex*, nonobstant la présence de pergélisol (Warner et Rubec, 1997).

En bas de pente, le drainage perd en efficacité et les parcelles de lichen se raréfient. La présence de sphaigne devient plus importante, ce qui indique l'augmentation du niveau d'humidité du sol. Des bouleaux nains (*Betula nana*) apparaissent peu à peu et des buttes de linaigrettes apparaissent et se densifient. Cette variation écologique représente clairement une transition graduelle vers un milieu humide. La transition est plus brusque où les pentes se brisent (figure 41). L'assemblage végétal identifié est commun sur les sols froids et humides à la limite de pouvoir supporter la croissance d'arbres dans la division Intérieure et Centre-Sud d'Alaska (Viereck *et al.*, 1992). En transition entre deux niveaux, il représente toujours le milieu humide à épinette noire, mais dans une phase de climax topoédaphique un peu moins productive qu'au niveau supérieur (Viereck *et al.*, 1992).

La productivité arboricole moindre témoigne d'un sol plus froid. Le marécage de marge tourbeuse contient tous les types de cryosols mais est dominé par le cryosol organique mésique terrique. L'épaisseur de la couche active y est faible (moyenne de 0.51 m – tableau VIII) et le loess enrichi de matière organique plutôt humide favorise l'extraction de chaleur en hiver (par rapport aux niveaux éco-géomorphologiques supérieurs). Elle est parfois encore entrecoupée par des parcelles de lichen associées aux cryosols statiques, mais ces incursions ne sont pas incluses dans la statistique vu leur rareté.

#### **4.1.2.4 Niveau éco-géomorphologique IV – Fen de bassin, à mousse et Carex**

Le niveau éco-géomorphologique IV (figure 42 – IV) est classifié comme un fen de bassin à mousse et *Carex*, nonobstant la présence de pergélisol (Warner et Rubec, 1997). Il se trouve au pied des pentes (figure 44). Il est caractérisé par une inclinaison presque nulle, un mauvais drainage, une végétation hygrophile et un cryosol glaciaire ou organique à phase cryique très mince.

L'assemblage végétal identifié est très fréquent dans les bas de toposéquence et les terrasses fluviales silteuses des divisions Intérieure et Centre-Sud d'Alaska (Viereck *et al.*, 1992). Il représente une végétation de transition; l'arbustification est normalement imminente lorsque la tourbe s'est accumulée suffisamment pour composer l'entièreté du cryosol (Viereck *et al.*, 1992). Les quelques lichens trouvés dans le milieu humide sont interprétés comme des anomalies. Ils occupent la surface plus sèche de certaines buttes de linaigrettes dévitalisées. La faible occurrence d'épinette dénote une température du sol relativement froide (Viereck *et al.*, 1983).

Le cryosol glaciaire ou organique à phase cryique très mince est normalement associé au fen de bassin. La couche active à ce niveau est mince (moyenne de 0.53 m – tableau VIII) et sa faible épaisseur est relativement continue, ce qui limite la possibilité d'inclure une partie du sol minéral. La présence de buttes de linaigrette indique tout de même que la portion minérale est notable ou l'a déjà été (les linaigrettes ne tolèrent pas un sol complètement organique – Viereck *et al.*, 1992). Le cryosol glaciaire indique qu'un réseau de polygones à coins de glace se trouve près de la surface, bien qu'il ne soit pas directement visible. Les culots de glace sont enfouis par aussi peu qu'un mètre de tourbe silteuse. La proximité du réseau avec la surface suggère que

ces coins de glace sont d'âge Holocène et que la fissuration thermique se serait produite au cours des derniers siècles, probablement au Petit-Âge Glaciaire (Reyes *et al.*, 2006) ou au Néoglaciare (Denton et Stuiver, 1967; Porter et Denton, 1967; Rampton, 1970).

#### **4.1.2.5 Niveau éco-géomorphologique V –Tourbières arbustives**

Le relevé de végétation dans la tourbière arbustive englobe deux unités qui n'ont pu être différenciées par photo-interprétation et durant le relevé écologique. L'assemblage végétal décrit (*II.C.(2)f. Open willow-graminoid shrub bog*) est fréquemment rencontré dans les tourbières à la grandeur de l'Alaska (Viereck *et al.*, 1992), mais sans jamais inclure les plus grands arbustes rencontrés durant le relevé écologique. Pour prendre racine, ces derniers nécessitent une profondeur de sol considérable, en désaccord avec le cryosol dominant la tourbière. L'unité écologique cartographiée se voit alors interprétée comme deux niveaux éco-géomorphologiques, selon la présence ou non de grands arbustes. Le premier est interprété comme un fen de bassin avec un stade de développement plus avancé (niveau éco-géomorphologique Va) et le second est interprété comme une zone préférentielle d'écoulement hypodermique (niveau éco-géomorphologique Vb).

##### *4.1.2.5.1 Niveau éco-géomorphologique Va – Fen de bassin, arbustif bas*

Le niveau éco-géomorphologique Va est associé à un stade de développement plus avancé du niveau éco-géomorphologique précédent. C'est une version du fen de bassin à mousse et *Carex* plus près du climax topoédaphique (figure 42 – Va). Ce niveau éco-géomorphologique est classifié comme un fen de bassin, arbustif bas (Warner et Rubec, 1997). La tourbe domine suffisamment pour limiter la croissance des buttes de linaigrettes et encourager celle des bouleaux nains. Cet assemblage se trouve normalement sur du pergélisol et est ancré dans une couche active de moins d'un mètre d'épaisseur (Viereck *et al.*, 1992).

Le sol dominant ce niveau est un cryosol organique (fort probablement glaciaire aussi). Sa couche active est mince (moyenne de 0.44 m – tableau VIII) et la plage de température mesurée (au puits p114) se tient beaucoup plus fraîche que dans les pessières (figure 43). L'important enrichissement du loess en matière organique pousse sa porosité à la hausse. L'importante porosité reste saturée toute l'année et fait de la couche active un très bon évacuateur de chaleur en hiver (vu la conductivité thermique supérieure de la glace par rapport

à celle de l'eau), un très bon retardateur de dégel au printemps (vu l'importante chaleur latente de la glace) et un très bon atténuateur d'écarts thermiques en été (vu l'importante chaleur spécifique de l'eau). La faible épaisseur de la couche active et la position topographique du fond de bassin expliquent le haut niveau de sa nappe phréatique perchée et la faible amplitude de sa variation (au puits p114 – figure 19). La distorsion du signal de pression du puits à partir d'octobre est associée à la formation et à la fonte d'une couche de glace à la surface sur une période journalière. Ce précoce gel renforce l'interprétation d'un écosystème favorisant la présence de pergélisol.

#### *4.1.2.5.2 Niveau éco-géomorphologique Vb – Marécage canalisé, arbustif mixte*

Le niveau éco-géomorphologique Vb (figure 42 – Vb) est classifié comme un marécage canalisé, arbustif mixte, nonobstant la présence de pergélisol (Warner et Rubec, 1997). La prépondérance de saules et d'aulnes blancs relativement élevés (>2 m) dénote la présence d'une couche active assez épaisse (moyenne de 0.88 m – tableau VIII) et saturée en eau, un bilan de chaleur important et un apport nutritionnel élevé. Tous ces éléments traduisent un écoulement d'eau préférentiel au niveau éco-géomorphologique Vb (figure 42 – Vb). Le sol à ce niveau n'a pas été décrit. Il est plutôt épais et draine partiellement le géosystème par écoulement hypodermique.

#### **4.1.2.6 Niveau éco-géomorphologique VI – Plan d'eau peu profond**

Le niveau éco-géomorphologique VI est le dernier de la toposéquence (figure 42 – VI). Il représente les plans d'eau qui drainent le géosystème (figure 44).

Dans les dépressions plus considérables de la moraine, l'eau est temporairement retenue dans certains lacs aux contours visiblement graduels et avant d'être évacuée par des ruisseaux intermittents. Il est raisonnable d'interpréter le fond du lac Antifreeze comme un talik car il a pu être échantillonné à plus d'une reprise en deçà de 5 m à l'aide d'un cylindre à piston Livingstone modifié (incapable de forer le pergélisol – Rampton, 1971b; Vermaire et Cwynar, 2010). Son fond est toutefois suffisamment imperméable pour retenir l'apport annuel d'eau du bassin versant associé.

#### 4.1.2.7 Îlots d'arbres sur tous les niveaux

La présence d'îlots d'épinettes représente clairement une anomalie dans la *catena*, mais son étude est exclue de ce mémoire. La raison est que cette anomalie se décrit à une échelle inférieure à celle de la toposéquence et elle s'étend à une échelle supérieure à celle de la moraine. À l'échelle de la moraine, deux observations restent néanmoins pertinentes. Premièrement, l'absence d'îlot dans la plaine alluviale de la rivière Beaver Creek associée à Macauley suggère qu'une condition primordiale à leur développement ne soit toujours pas survenue durant l'Holocène. Deuxièmement, le fait que les îlots soient mieux développés sur la moraine suggère qu'elle leur a été plus favorable que la plaine alluviale associée à Mirror Creek.

#### 4.1.3 Signification de la *catena*

La *catena* de Beaver Creek laisse apparaître une relation inversement proportionnelle entre la température du sol et la position topographique. Le niveau éco-géomorphologique I laisse voir un terrain chaud, mésique et/ou en transition, les niveaux II à IV représentent un gradient du milieu humide à épinette noire où le sol refroidit et s'humidifie en direction du bas de la pente. Le niveau IV représente une tourbière en développement, le niveau Va représente cette tourbière plus mature puis le niveau Vb représente un chenal d'écoulement hypodermique qui brise la tendance au refroidissement. Enfin, le niveau VI représente le premier ordre du réseau hydrographique.

##### 4.1.3.1 Occurrence régionale

Les *catenas* comme celle de la moraine de Beaver Creek sont fréquentes dans la région. Celle qui vient d'être décrite s'inscrit comme une cuvette surélevée de quelque 20 m au sein de la partie inférieure de la succession topoédaphique typique du centre de l'Alaska (Viereck *et al.*, 1983). Trois *catenas* très similaires ont aussi été reconnues sur des surfaces uniformément âgées de la même zone climatique. La première est située sur le plateau schisteux en tête du bassin versant de la rivière Tanana, au nord de Fairbanks, en Alaska (Dyrness et Grigal, 1979). La seconde est située sur les terrains rocheux et colluviaux de Hughes, au centre de l'Alaska Centrale (Swanson, 1996a). La troisième est située sur un complexe morainique du Pléistocène Tardif au pied des montagnes Brooks, en Alaska Intérieure (Swanson, 1996b). Dans de telles

*catenas*, la végétation varie graduellement, mais les assemblages identifiés présentent des propriétés bien distinctes (Dyrness et Grigal, 1979). La corrélation entre le pergélisol et l'écosystème est une caractéristique commune à toutes ces *catenas*. Une relation similaire a aussi été observée dans l'archipel arctique par Lev et King (1999). Ils ont mis en lumière une pédogenèse différentielle où l'accumulation de tourbe et la minceur de la couche active augmente vers le bas d'une plage soulevée.

En deçà des latitudes arctiques, Pettapiece (1975), Ping *et al.* (2008) et Morse *et al.* (2015) ont bien fait ressortir le support que la biosphère offre au pergélisol. Bevington et Lewkowicz (2015) ont démontré avec un modèle probabiliste qu'en dehors des facteurs climatiques, c'est la couverture de surface qui représente la principale influence sur la présence du pergélisol, et sa température. Harden *et al.* (2006) ont observé un refroidissement du sol proportionnel à l'épaisseur de tourbe. Turetsky *et al.* (2012) ont clairement affirmé l'important rôle que jouent les bryophytes dans la résilience des écosystèmes nordiques (et leurs fonctions). Les plus récents modèles conçus pour la simulation de la dégradation du pergélisol incluent la présence des sols organiques comme intrants (Lawrence *et al.*, 2008; Yi *et al.*, 2008; Wisser *et al.*, 2011). Néanmoins, aucune théorie quantitative, cohérente et exhaustive n'a été trouvée dans la littérature pour expliquer le rôle de l'écosystème dans l'aggradation du pergélisol à l'échelle de la *catena*.

#### **4.1.3.2 Décalage thermique variable**

L'entière de la *catena* de la moraine de Beaver Creek est comprise dans la zone de pergélisol discontinu du bassin Wellesley. Elle est donc uniformément conditionnée par un climat continental subarctique. À l'échelle du site, l'échange thermique entre le pergélisol et l'atmosphère est modulé par un écosystème actif. Cette modulation peut être résumée par un indice synthétique : le décalage thermique (Smith et Riseborough, 2002; Bonnaventure et Lamoureux, 2013; Bevington et Lewkowicz, 2015). Cet indice est une propriété émergente de l'écosystème traduisant la différence de température moyenne annuelle entre la surface du sol et au plafond du pergélisol. Autrement dit, il permet de simuler la température du pergélisol sur la base de la température de surface.

Au site d'étude, le décalage thermique est spécifique à chaque niveau éco-géomorphologique. Très fortement lié à l'eau, il est négatif et renforce la présence du pergélisol préférentiellement vers le milieu humide grâce à au moins trois phénomènes particuliers : le comportement thermal de l'eau, l'accumulation organique et la continentalité. Ces phénomènes sont en rétroaction. Le refroidissement représenté par le décalage thermique est invalidé par l'advection de chaleur par écoulement hypodermique.

#### 4.1.3.2.1 *Comportement de l'eau*

Dans le climat subarctique, la présence d'eau hypodermique favorise le pergélisol de trois manières.

La première veut que la présence d'eau, ayant une très forte chaleur latente, limite la profondeur de la couche active. La différence du rapport entre l'épaisseur de la couche active et la hauteur d'eau des niveaux éco-géomorphologiques II et Va démontre bien cette affirmation. Elle est aussi en accord avec la robuste corrélation entre la quantité de glace à fondre au-dessus du pergélisol et la profondeur de sa couche active (Quinton *et al.*, 2005).

La deuxième manière veut que l'eau, ayant une chaleur spécifique deux fois plus importante que la glace, absorbe les écarts de température plus efficacement en été qu'en hiver. La température maximale au plafond du pergélisol s'en trouve diminuée. Le gel précoce et la température maximale inférieure à 0 °C à 0.90 m sous la surface du fen de bassin (au puits p114) démontrent bien cette affirmation.

La troisième veut que la glace, étant deux fois plus conductive que l'eau, permette un refroidissement deux fois plus efficace en hiver que le réchauffement d'été (Pihlainen, 1963; Farouki, 1981). L'importante différence ( $\Delta t = -6$  °C) entre les températures minimales des niveaux II et Va démontre bien cette affirmation.

#### 4.1.3.2.2 *Accumulation organique et humidité*

Plusieurs auteurs ont déjà remarqué que l'accumulation de tourbe favorise ou renforce la présence du pergélisol (Pihlainen, 1963 : p.26 et 42; Pettapiece, 1975; Harris et Schmidt, 1994; Shur et Jorgenson, 2007; Ping *et al.*, 2008; Aalto *et al.*, 2013; Bonnaventure et Lamoureux, 2013; Bevington et Lewkowicz, 2015).

L'infiltration des faibles précipitations (400 mm) du climat continental subarctique dans le Géosystème de Beaver Creek est fortement limitée par la présence quasi continue du pergélisol (80 %). La migration latérale de l'eau, le long de pentes, est retardée par la faible conductivité hydraulique de la couverture de silt éolien ( $10^{-8}$  à  $10^{-6}$  m/s – Sliger et Fortier, 2014) et sa forte capillarité. Ce retardement a pour effet de conserver l'humidité aussi dans les pentes relativement faibles et d'atténuer le contraste hydrique le long des toposéquences. L'existence d'un marécage de marge tourbeuse (niveau éco-géomorphologique III) au site démontre bien cette affirmation.

Les milieux plus humides accumulent mieux la matière organique et ont une meilleure productivité végétale, ce qui leur confère un couvert organique plus épais. La plus haute probabilité de rencontrer des cryosols organiques dans les milieux humides au site démontre bien cette affirmation.

En été, le couvert organique isole le pergélisol et maintient son plafond plus élevé. La nappe phréatique perchée s'en trouve plus élevée et froide, ce qui inhibe la décomposition de la matière organique puis augmente le taux d'accumulation organique et sa capacité d'isolation. Avec la surface, la couverture éolienne s'enrichit de matière organique et devient plus poreuse, toujours préférentiellement vers le pied des pentes. La couche active gagne en capillarité et en potentiel de rétention d'eau, et peut alors accepter plus d'eau ou de glace interstitielle, qui favorise le pergélisol par son comportement particulier.

Par exemple, la capacité calorifique du silt dense ( $MO = 4\%$ ) composant les cryosols statiques en haut de toposéquence est de  $1.32 \text{ J/(g} \cdot ^\circ\text{C)}$  en été alors qu'elle est de  $1.08 \text{ J/(g} \cdot ^\circ\text{C)}$  en hiver (Fortier *et al.*, 2014). Elle atténue les écarts de chaleur atmosphérique un peu mieux en été qu'en hiver. En comparaison, la capacité calorifique du silt organique ( $MO = 15\%$ ) composant les cryosols organiques en bas de toposéquence est de  $1.73 \text{ J/(g} \cdot ^\circ\text{C)}$  en été alors qu'elle est de  $1.27 \text{ J/(g} \cdot ^\circ\text{C)}$  en hiver (Fortier *et al.*, 2014). La plus grande différence dans le cryosol occasionne une plus grande hystérésis négative dans les transferts de chaleur annuels.

#### 4.1.3.2.3 *Continentalité*

Bowling *et al.* (2003) ont démontré que les transferts de chaleur entre l'atmosphère et les basses terres relativement planes et humides sont dominés par les changements de phases.

En effet, la productivité végétale et l'évapotranspiration favorisées par l'abondance d'eau en été (Mausbach et Parker, 2001; Rydin et Jeglum, 2006) entraînent à la baisse les températures maximales du sol et limitent l'accumulation de chaleur par le pergélisol (Pihlainen, 1963; Porkhaev, 1966; Legates *et al.*, 2010; Sánchez *et al.*, 2010).

Il y a ici une nuance, le climat continental subarctique est synonyme de forte continentalité. Il entraîne des inversions de températures fréquentes. La température moyenne des basses terres est minimale et augmente en approchant des sommets, puis l'amplitude des variations diminue avec l'altitude (Lewkowicz *et al.*, 2012; O'Neill *et al.*, 2015). Les minimums d'hiver sont beaucoup plus marqués que les maximums d'été (Lewkowicz *et al.*, 2012). Bien que les basses terres soient affectées par les plus grands écarts de température, l'eau qui y abonde limite fortement l'amplitude des changements de température au sol, surtout en été. L'hiver, la transformation de cette eau en glace permet un refroidissement du sol deux fois plus efficace qu'en été, au moment même où les inversions de température ont lieu. Ainsi, l'influence réfrigérante de la tourbe du bassin Wellesley est maximisée par la continentalité.

Les faibles précipitations du climat continental subarctique (Strahler et Strahler, 1992) se traduisent par un faible couvert de neige et laissent libre cours à un refroidissement du sol plus efficace encore en hiver (Burn et Smith, 1988; Bonnaventure et Lewkowicz, 2012; Bonnaventure et Lamoureux, 2013; Aalto *et al.*, 2013). Encore une fois, la forte continentalité du bassin Wellesley favorise le refroidissement du sol au site d'étude.

#### **4.1.3.3 Influence géomorphologique de la cryogenèse écosystémique**

L'aggradation du pergélisol écosystémique est un processus actif au plan géomorphologique car le surplus hydrologique des milieux humides, en plus de favoriser l'accumulation de tourbe et la présence de pergélisol, peut aussi engendrer l'accumulation de glace (Mackay, 1972) dans la couche intermédiaire. Cette accumulation fait référence à l'aggradation quasi-syngénétique du pergélisol (Shur et Jorgenson, 1998; Kanevskiy, 2003). Kanevskiy (2003) précise qu'elle ne peut être soutenue que dans des conditions favorables; notamment lorsque se relève la couche active pendant l'instauration d'une végétation favorisant le pergélisol, pendant un refroidissement climatique et/ou pendant un ralentissement du taux de sédimentation. Le terme « cryogenèse écosystémique » est ici défini comme le développement

de cryostructures dans les couches transitoires et intermédiaires, en adéquation avec le développement d'un cryosol organique associé au milieu humide. La tourbe peut continuer à s'accumuler après le relèvement de la couche active, entraînant ainsi une remontée du plafond du pergélisol dans le fond du cryosol organique (Mackay, 1972). Ainsi, la cryogenèse écosystémique peut continuer à progresser; le paragraphe suivant en résume la logique rétroactive.

L'augmentation du contenu en glace à fondre au printemps dans la couche active entraîne la diminution de son épaisseur (Quinton *et al.*, 2005). La minceur relative qui en résulte entraîne le niveau phréatique vers la surface. À son tour, l'eau plus près de la surface favorise la croissance végétale et inhibe sa décomposition. La décomposition est aussi inhibée par une couche active mince et fraîche (Clymo, 1984). L'année suivante, le cycle se renouvelle. La tourbe s'accumule donc en surface et la glace s'aggrave dans les couches transitoires et intermédiaires. La surface continue à s'élever.

La cryogenèse écosystémique peut se résorber lorsqu'elle augmente la pente d'un versant (en améliorant son drainage). Par exemple, dans la zone de pergélisol discontinu, elle est responsable de l'accrétion de paises, lithales et *peat plateaus* (Kershaw et Gill, 1979; Dyke, 1988; Harris et Schmidt, 1994; Calmels *et al.*, 2008; Calmels et Allard, 2008; Gaanderse, 2015). Ces formes tendent à se distinguer d'une surface initialement uniforme. Dans ce cas, la cryogenèse écosystémique occasionne la différenciation du relief, ce qui signifie que la tendance géomorphologique est divergente (Phillips, 1999; Phillips, 2006; Huggett, 2007).

En sens inverse, la cryogenèse peut s'amplifier lorsqu'elle amoindrit la pente d'un versant (en limitant son drainage). Par exemple, Loisel *et al.* (2013) ont démontré comment l'accumulation de tourbe peut entraîner le remplissage et l'uniformisation d'un relief déjà complexe au sud de l'Alaska. Le pergélisol était absent de l'équation, mais il est raisonnable de présumer que la tendance géomorphologique aurait été dans la même direction en présence de gel perpétuel, comme dans la *catena* de Beaver Creek. Dans ce cas, la cryogenèse écosystémique est clairement favorisée au bas de la toposéquence et favorise l'uniformisation du relief, ce qui signifie que la tendance géomorphologique est convergente (Phillips, 1999; Phillips, 2006; Huggett, 2007).

## 4.2 Objectif spécifique 2 – Modèle géomorphologique

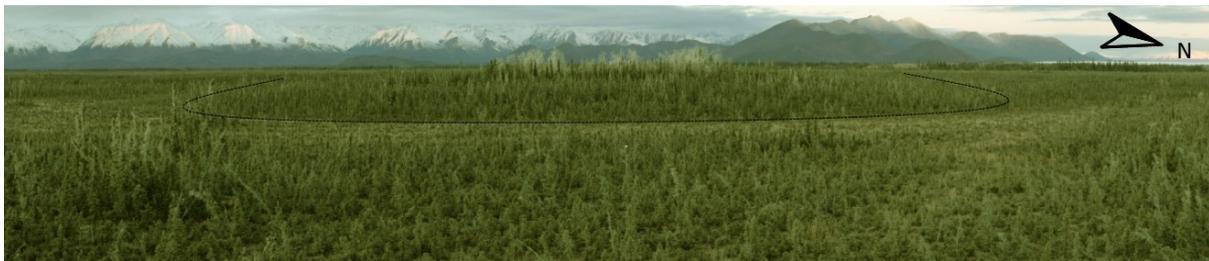


Figure 45 – Aperçu de la Butte S-O (délimitée par le fin trait noir), elle a une altitude relative de 8 m et un diamètre d'environ 250 m. La *catena* relativement plane masque un relief morainique initialement accidenté qui aurait évolué en quatre stades sous des conditions périglaciaires.

### 4.2.1 Cryostratigraphie, climat et processus

La cryostratigraphie de Stephani *et al.* (2008, 2010, 2012, 2013; 2014) a été raffinée, étendue et intégrée à son contexte environnemental et historique afin de mettre en lumière la séquence évolutive et les processus ayant mené à l'état actuel de la *catena*. Cette opération a permis la redéfinition de cinq unités cryostratigraphiques. Chaque unité réfère à la complétion d'un épisode morphogénique, pédogénique et/ou cryogénique. Ces épisodes sont abordés comme autant de stades évolutifs de la zone d'étude (figure 46). Sur la base de la littérature, le climat et les processus sont mis en hypothèse pour expliquer la mécanique derrière chaque stade. Du plus ancien au plus récent, les stades évolutifs discutés incluent :

- la morphogenèse glaciaire (stade 0),
- la morpho-pédogenèse interstadiale (stade 1),
- la cryogenèse relique (stade 2),
- la dégradation partielle du pergélisol (stade 3) et
- la cryogenèse récente (stade 4).

#### 4.2.1.1 Stade 0 – Morphogenèse postglaciaire

Le stade 0 correspond avec l'unité A et réfère à un certain aboutissement de la morphogénèse initiale du terrain. Appuyé par l'absence de matière organique, de glace intrasédimentaire ou d'altération dans le till, ce stade représente la « naissance » de la moraine. À ce moment, le glacier de piémont St-Elias (Jackson *et al.*, 1991) se retirait ou s'estompait

après avoir installé la moraine bosselée non orientée de Beaver Creek (Rampton, 1971a; 1971b). L'état de cette moraine n'est pas si clair, alors quelques détails doivent être mis en évidence.

L'âge de la tourbe basale à la surface du till dépasse le potentiel de datation du  $^{14}\text{C}$  (>49 ka BP – Rampton, 1971a; Fortier, Communication personnelle) et aucun faciès d'altération ne permet d'identifier une période interglaciaire à sa surface (Rampton, 1971a, p.298). Il n'y a pas plus de discordance stratigraphique qui puisse permettre la déduction d'une période interglaciaire entre les deux tills (Macauley et Mirror Creek – Rampton, 1971a, p.298). La forte réactivité à l'acide chlorhydrique de la matrice silteuse du till de l'unité A et l'absence d'auréole d'altération dans ses fragments grossiers ne permet pas la reconnaissance de la météorisation chimique. Les deux âges possibles pour le dépôt de la moraine de Mirror Creek sont Illinoïen et Wisconsinien Précoce (figure 8) mais l'absence réitérée d'horizon pédogénique interglaciaire suggère le Wisconsinien précoce (~<55 ka BP).

La matrice fine et gélive du till de l'unité A de la moraine de Beaver Creek présente une faible teneur en glace et une cryostructure interstitielle invisible qui suggèrent que le pergélisol de la surface de la moraine soit épigénétique et/ou qu'il fût limité en eau au moment de sa propagation. Malgré cela, rien ne permet d'affirmer que le pergélisol était complètement absent au moment de l'abandon de la moraine. Au contraire, la végétation associée à la mise en place de la moraine témoigne de conditions plus froides qu'actuellement (Rampton, 1971b; Vermaire et Cwynar, 2010; Turner *et al.*, 2013).

#### **4.2.1.2 Stade 1 – Morpho-pédogenèse interstadiale**

Le stade 1 correspond à l'unité B et réfère au développement de milieux humides et aquatiques dans les dépressions et à la solifluxion du matériel sur les pentes. Le climat supportait la croissance et l'accumulation de matière organique; des morceaux d'arbustes de 5 cm de diamètre ont été trouvés. Les traces de cendre trouvées sont peu nombreuses. Elles pourraient être reliées au téphra de Dawson (~30 ka BP – Turner *et al.*, 2013).

La présence significative de matière organique propose que le paysage se soit modifié lentement par solifluxion et érosion en nappe tout en accumulant la matière organique (préférentiellement dans les dépressions), mais sans mouvement de masse majeur.

Le stage 1 pourrait marquer le début d'un interstade assez tempéré qui permet l'arbustification. Un tel interstade en Béringie a été reconnu au début du Wisconsinien Moyen. À cette époque les conditions atmosphériques sont tout de même restées plus fraîches qu'actuellement. Ce climat aurait soutenu une toundra herbacée ouverte, puis une arbustification partielle vers la fin de la période (Anderson et Lozhkin, 2001; Vermaire et Cwynar, 2010; Elias et Brigham-Grette, 2013). La présence de pergélisol dans ce paysage est probable.

#### **4.2.1.3 Stade 2 – Cryogenèse relique**

Le stade 2 correspond à l'unité C et réfère à l'aggradation d'un *yedoma* (Elias et Brigham-Grette, 2013; Schirmermeister *et al.*, 2013), tel que l'avait proposé Stephani *et al.* (2012). Le pergélisol syngénétique riche en glace s'est aggradé durant le Pléistocène Tardif, probablement durant le Wisconsinien Moyen et/ou Tardif. La texture fine et peu triée du silt indique que le *yedoma* est de nature éolienne. Les cryostructures observées et la taille des coins de glace supportent l'hypothèse d'un pergélisol syngénétique. Son enrichissement en matière organique et en glace laisse supposer que la cryogenèse écosystémique était au moins partiellement active.

L'aggradation du *yedoma* pourrait avoir été amorcée par les conditions froides et xériques associées au Wisconsinien Tardif. Ces conditions sont déjà reconnues pour avoir engendré les glaciations (figure 8) de Macauley (Rampton, 1971a; 1971b), Icefield (Denton et Stuiver, 1967) ou Gladstone (Ward *et al.*, 2007). Alternativement, l'aggradation du pergélisol pourrait avoir commencé bien plus tôt, justifiée par le climat soutenant la toundra depuis le début du MIS-4 (Turner *et al.*, 2013).

#### **4.2.1.4 Stade 3 – Dégradation partielle du pergélisol**

Le stade 3 correspond à l'unité D et réfère à un épisode de dégradation du pergélisol. Il est interprété sur la base de la discontinuité cryostratigraphique qui le différencie de l'unité C. Plus précisément, la cryostructure interstitielle invisible de l'unité D, ses coins de glace tronqués, ses failles oxydées et ses gleyifications indiquent qu'un épisode de réchauffement ait amorcé le dégel du pergélisol riche en glace, l'approfondissement de la couche active, la formation de taliks, la déformation de la surface du sol et son drainage. À ce moment, la cryostructure du *yedoma* est disparue de la surface, et le regel du matériel parental se serait

traduit par une couche de pergélisol épigénétique dite tabulaire (*taberal*) (Stephani *et al.*, 2012). Certains faciès de l'unité cryostratigraphique D semblent inclure de la glace de cavité (par exemple au forage YG1-3 vers 5 m de profondeur) et des pseudomorphes (par exemple au forage YG3-3 vers 3.8 m de profondeur) associés à un ou plusieurs événements de thermo-érosion.

La persistance de l'unité C en dessous indique que la dégradation n'a été que partielle. Sur la moraine de Beaver Creek, l'épisode de dégradation du pergélisol pourrait être associé à l'épisode de thermokarst généralisé ayant débuté un peu avant l'Holocène (~15 ka BP – Walter *et al.*, 2007).

#### **4.2.1.5 Stade 4 – Cryogenèse récente**

Le stade 4 réfère à la plus récente période climatique. Il correspond à l'unité E qui sert de base au développement de la *catena* décrite dans la discussion du premier objectif. Dans la couverture de silt et à sa surface, la tourbe s'est accumulée après le dernier épisode d'intense sédimentation du Tardiglaciaire (Rampton, 1971b; Vermaire et Cwynar, 2010). Deux cryofaciès ressortent de cette unité, ils permettent la division du stade en deux phases : la cryogenèse syngénétique récente et la cryogenèse écosystémique (quasi-syngénétique) récente.

##### *4.2.1.5.1 Stade 4a – Cryogenèse syngénétique récente*

La base relativement pauvre en matière organique et riche en glace microlenticulaire est syngénétique et a été mise en place alors que la source éolienne était toujours active. La faible accumulation organique au début de cette phase pourrait s'accorder avec la présence de toundra-steppe (toundra herbacée ouverte – Vermaire et Cwynar, 2010). Potentiellement associé à la période terminale de la glaciation de Macauley, cet écosystème aurait persisté entre 15 et 13 ka BP. À ce moment, le taux de sédimentation éolienne était maximal et le taux d'accumulation pollinique était minimal.

La diminution de l'activité éolienne aurait laissé l'activité organique gagner du terrain et les lentilles de glace s'accumuler de plus en plus efficacement. L'influence de la diminution du taux de sédimentation sur l'aggradation du pergélisol a été documentée aussi par Kanevskiy (2003) et Jorgenson *et al.* (1998). Durant la diminution de l'activité éolienne, les bouleaux et les saules sont apparus, autour de 11 ka. Les herbes se sont raréfiées et les épinettes sont

apparues vers 9 ka BP (Vermaire et Cwynar, 2010). Depuis les derniers 8 ka BP, le pollen arboricole domine et les aulnes, la sphaigne et les mousses forestières (*Drepanocladus* et *Aulacomnium*) sont apparus (Vermaire et Cwynar, 2010).

#### 4.2.1.5.2 *Stade 4b – Cryogenèse écosystémique (quasi-syngénétique) récente*

Dans la partie supérieure de l'unité E, la richesse en glace ataxitique, stratifiée-lenticulaire et microlenticulaire constitue la couche intermédiaire (Shur *et al.*, 2005; French et Shur, 2010) et permet d'interpréter la deuxième phase du stade 4. L'abondance de la sphaigne augmentait autour de 4 ka BP, traduisant ainsi l'expansion milieux humides (Vermaire et Cwynar, 2010). Vermaire et Cwynar (2010) avaient proposé que cette expansion du milieu humide fût associée à la propagation du pergélisol ou à son renforcement. L'hypothèse corrèle aussi avec l'avancée Néoglaciale dans la Cordillère (3-5 ka BP – Porter et Denton, 1967). L'expansion des milieux humides, l'extension du pergélisol, le développement d'une couche intermédiaire considérable et le développement du réseau de coins de glace au site sont tous des éléments qui soutiennent l'interprétation du récent épisode de cryogenèse écosystémique qui a donné à la *catena* son caractère actuel. Le téphra trouvé au plafond du pergélisol est associé à la plus récente éruption volcanique, celle de White River. Les quelques dizaines de centimètres qui le séparent de la surface du sol sont principalement organiques et auraient commencé à s'accumuler suite à la déposition des cendres, entre 1.40 et 1.25 ka BP (Fuller et Jackson, 2005; Turner *et al.*, 2013).

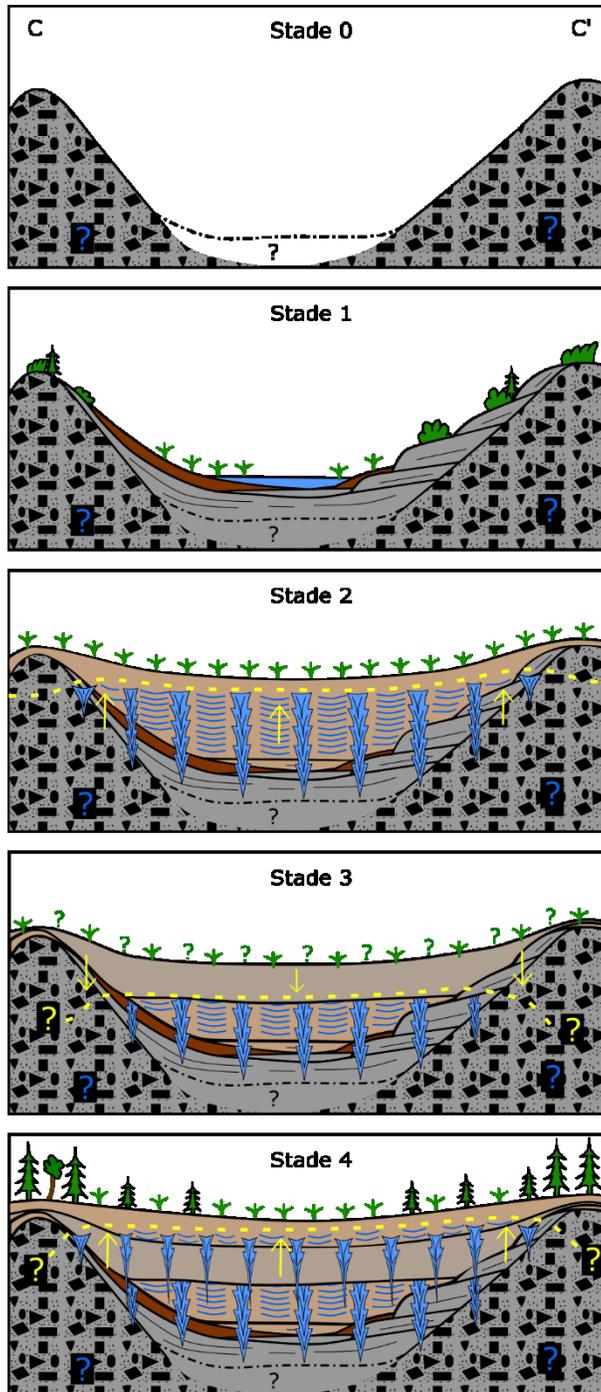


Figure 46 – Modèle géomorphologique de la moraine de décrépitude de Beaver Creek, schématisée le long de la coupe cryostratigraphique C–C' (figure 41). Le stage 0 représente la situation initiale et le stade 4 représente la cryostratigraphie actuelle. Les proportions ne sont pas justes. Les flèches et les pointillés jaunes représentent les variations du plafond du pergélisol. Les points d'interrogation bleus signifient le manque de connaissance quant à la présence de cœurs de glace résiduels et les jaunes indiquent un doute quant à la présence de pergélisol. Les points d'interrogation verts indiquent l'incertitude du contexte écologique dans lequel le pergélisol s'est dégradé.

## 4.2.2 Synthèse géomorphologique

Comme le MNA du site (figure 18) l'a indiqué, la Crête E constitue la partie haute de la moraine. Sans trop de détail, le MNA régional (figure 7) laisse entrevoir qu'elle se prolonge sur l'axe nord-sud au moins jusqu'au marais Eikland, à quelques 2.2 km au sud-sud-est du site. Le lac Antifreeze et le marais Eikland sont intégrés dans la partie supérieure de la moraine depuis sa mise en place. Les forages qui y ont été faits (Rampton, 1971a; Rampton, 1971b; Vermaire et Cwynar, 2010) indiquent que depuis le retrait des glaces, un peu plus de 5 m de silt éolien y ont migré.

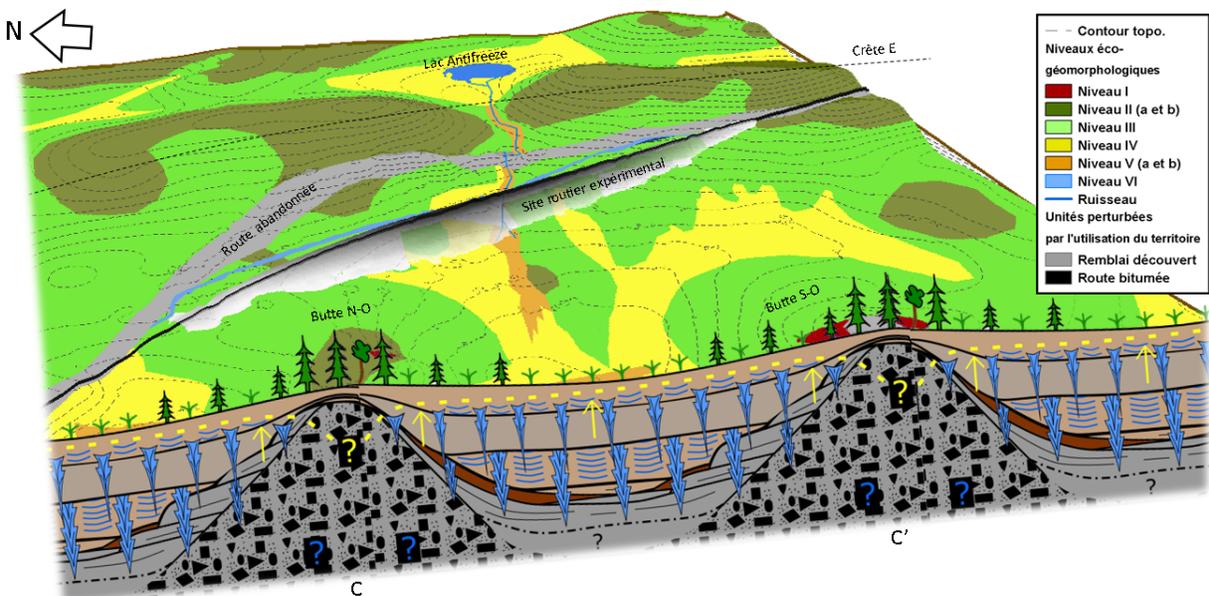


Figure 47 – Représentation en trois dimensions de la structure actuelle du géosystème de Beaver Creek, basée sur l'interprétation éco-géomorphologique simplifiée de la *catena* avant le déplacement de la route (figure 42) et sur l'interprétation du stade évolutif 4 (figure 46). Le remblai de la route actuelle et la tranchée ont été superposés, ils seront discutés dans la prochaine section.

La plus grande dépression de la moraine, à l'ouest du site, est interprétée comme une zone d'accumulation sédimentaire locale restée en relief au-dessus de la plaine alluviale de la rivière Beaver Creek (figures 13 et 43), dont le lit actuel (667.10 m) est 20 m plus bas que l'altitude minimale au site (690 m – figure 17). Comme les lacs Antifreeze et Eikland, cette cuvette se serait emplie d'au moins 5 m de silt éolien arraché à l'environnement proximal, en plus d'une quantité importante de matière organique et de glace (figure 47). Les forages montrent une accumulation bien plus épaisse dans la dépression. Les buttes S-O et N-O dans

cette dépression (figures 17, 45 et 47) sont interprétées comme des monticules de till assez relevés pour que leur expression topographique ait persisté jusqu'à présent malgré la tendance géomorphologique convergente. L'extension de la cartographie dans l'entièreté de la moraine a montré que le *yedoma* y est discontinu et s'est aggradé entre les buttes et les crêtes (figure 48), qui elles lui ont fourni une portion des sédiments et de l'eau nécessaire. Enfin, le *yedoma* a évolué en quatre temps suivant la situation initiale.

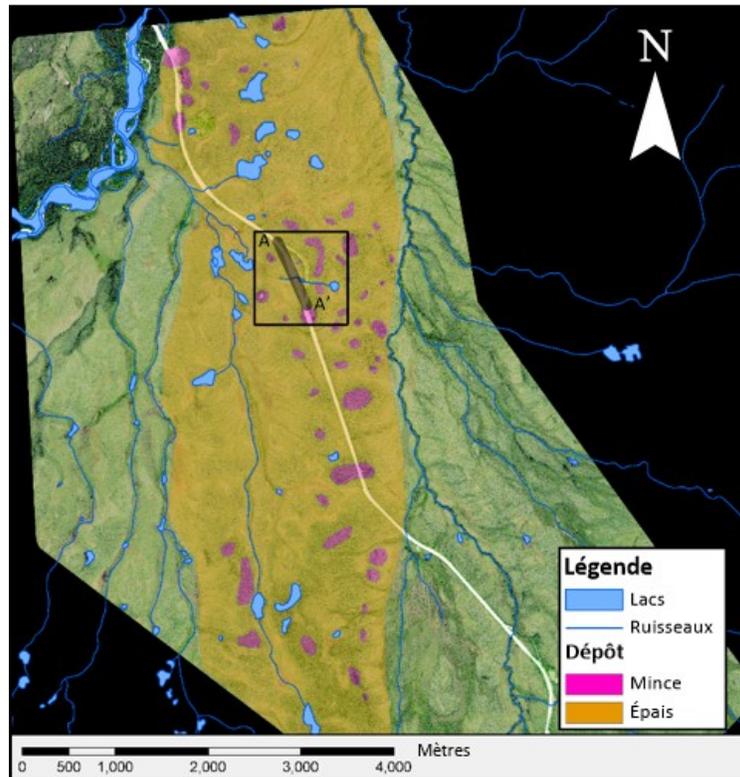


Figure 48 – Nuances locales de la géologie de surface sur la moraine de Beaver Creek (masques orange et rose).

Le masque rose représente la mince couverture de silt éolien sur le till alors que le masque orange représente l'épais dépôt riche en glace et matière organique du Pléistocène Tardif. Le cadre noir entoure le site d'étude et la ligne notée A–A' localise la coupe cryostratigraphique du même nom (figures 35 et 37).

Au temps 0, la topographie initiale de la moraine aurait été relativement complexe et accidentée. Considérant toutes les incertitudes qui persistent quant à la déglaciation régionale, l'issue la plus probable de la glaciation de Mirror Creek est une stagnation du glacier au Wisconsinien Précoce. Les glaciers actuels de la région sont souvent recouverts d'une importante quantité de débris (Rampton, 1970; Johnson, 1971; Johnson, 1980; Johnson, 1992). Il est raisonnable de présumer un important couvert aussi sur le complexe de glacier de piémont

des St-Elias. La rigueur climatique de l'époque et la forte continentalité du bassin Wellesley auraient justifié la présence du pergélisol durant la majeure partie du Wisconsinien.

Le faciès sédimentaire de réajustement postglaciaire est mince et riche en matière organique, ce qui implique que les mouvements de masse étaient relativement limités. Les pentes déjà relativement stables auraient lentement permis l'instauration d'une toundra-steppe durant le stade 1. Cette apparente stabilité pourrait avoir été provoquée par la présence de pergélisol. Néanmoins, la solifluxion, l'érosion en nappe, les glissements rotationnels, les coulées boueuses et d'autres processus de pente ont pu être ponctuellement actifs.

Le pergélisol était officiellement installé à l'arrivée du stade 2. Les processus de pentes auraient été ralentis. Un réseau de polygone à coins de glace s'est développé. L'accumulation de glace et de matière organique s'est préférentiellement effectuée dans les dépressions. La sédimentation éolienne de matériaux carbonatés aurait suralimenté l'accumulation organique (Laxton *et al.*, 1996) et la cryogenèse écosystémique en assurant la disponibilité de nutriments. À l'heure actuelle, le *yedoma* résultant est limité aux parties déprimées de la moraine. Durant son aggradation, les crêtes morainiques pourraient s'être dénudées par altération chimique et solifluxion (Schaller *et al.*, 2009a; 2009b; 2010) comme elles pourraient aussi avoir été recouvertes de silt éolien. Les deux processus pourraient avoir opéré en synchronisme.

Durant la dégradation du pergélisol au stade 3, les lentilles et coins de glace ont fondu jusqu'à une certaine profondeur. Les processus de pente ont dû accélérer temporairement. Le pergélisol écosystémique est reconnu comme plus résilient aux éventuels réchauffements climatiques (Swanson, 1996b). Le *yedoma* plus mince près des buttes pourrait avoir complètement disparu, contrairement à celui des dépressions. En contrepartie, la réponse topographique de ce dernier pourrait avoir été plus forte vu sa richesse en glace. La surface du *yedoma* dans la cuvette a pu ravinier, s'affaisser ou subir d'autres formes d'érosion plus ou moins catastrophiques. La qualité générale du drainage a dû augmenter partout suite à l'épaississement de la couche active.

Le pergélisol a été réinitié et maintenu jusqu'à présent. L'image du stade 4 (figure 46) correspond à la *catena* idéalisée (figure 42) et s'applique à la configuration actuelle du site d'étude, sans considérer les modifications les plus récentes associées au changement climatique

ou à l'utilisation du territoire. Depuis la dégradation partielle, le plafond du pergélisol a remonté puis la cryogenèse a repris en deux phases. La première fut dominée par la sédimentation éolienne et l'aggradation de pergélisol syngénétique alors que la seconde fut dominée par l'ajustement de l'écosystème, l'accumulation de tourbe et l'aggradation de pergélisol quasi-syngénétique (bref, la cryogenèse écosystémique). L'érosion par écoulement hypodermique continue à s'opérer dans une couche active minérale et organique sur les crêtes et le long des pentes (Rampton, 1971a).

En somme, l'épaisseur du remplissage sédimentaire est maximale vers le centre du milieu humide sous la route, dans la partie ouest du site d'étude. Cette épaisseur dépasse les 15 m en certains endroits. Elle diminue ensuite en s'éloignant vers les buttes où la couche active et/ou l'unité cryostratigraphique E est directement assise sur l'unité A, le till. La teneur en matière organique et en glace associée aux stades évolutifs 1, 2 et 4 représente un volume de matériel en équilibre transitoire. Sa conservation est tributaire de la préservation du pergélisol, qui elle-même est tributaire du maintien de l'écosystème. Le climat en réchauffement et l'utilisation du territoire sont deux facteurs qui perturbent actuellement le régime thermique du pergélisol. Ensemble, ces deux perturbations amorcent un cinquième stade où les matériaux non durables (la glace et la matière organique) se dégradent.

### 4.3 Objectif spécifique 3 – Tendence évolutive future

Le géosystème est actuellement perturbé par le climat et l'utilisation du territoire. Les deux cas supposent un réchauffement du sol permettant la fonte de la glace, la subsidence du terrain, le drainage des milieux humides et l'oxydation du carbone organique.

#### 4.3.1 Perturbations liées au climat

À l'échelle régionale, les populations d'épinettes associées aux plus froids cryosols de la toposéquence typique d'Alaska Centrale (Dyrness et Grigal, 1979; Viereck *et al.*, 1983) sont appelées à décliner avec le réchauffement climatique (Walker et Johnstone, 2014). L'existence de la forêt décidue au site, bien qu'elle soit très faible, devait être notée car c'est celle-ci qui pourra coloniser les niveaux éco-géomorphologique inférieurs durant la dégradation du pergélisol. À plus fine échelle, au site, la productivité des épinettes des milieux humides est limitée par le sol trop froid, humide et/ou acide, mais elle pourra augmenter avec plus de chaleur (van Cleve *et al.*, 1983; Viereck *et al.*, 1983).

Le réchauffement atmosphérique enregistré lors des dix dernières années à l'Aéroport de Beaver Creek (Yukon) est de 0.6 °C. Ce réchauffement n'est pas négligeable. Il implique une augmentation de 10 % du rapport entre l'indice de dégel et celui de gel par rapport à sa valeur moyenne d'il y a dix ans (il a augmenté de 0.43 à 0.47). Si ce réchauffement était soutenu plus longtemps, l'indice de dégel du sol augmenterait encore, la couche active s'épaissirait plus par endroit et les couches transitoires et intermédiaires se détérioreraient ailleurs. Alternativement, il n'est pas impossible que l'écosystème s'adapte et continue de générer et/ou protéger le pergélisol, surtout vers le bas de la *catena* où son influence apparaît comme plus forte. La préservation du pergélisol écosystémique n'est pas inconnue à l'histoire. Le pergélisol riche en glace des plateaux silteux est le seul type de toute la zone de pergélisol discontinu d'Alaska à avoir persisté durant l'Holocène (Jorgenson *et al.*, 2013). Sa dégradation aurait effectivement été inhibée par les propriétés du sol fin et organique et la succession végétale. L'importante quantité de glace intrasédimentaire requiert aussi une très importante quantité de chaleur latente pour dégeler. Actuellement, dans les basses terres de la rivière Tanana, le milieu humide à épinette noire est associé à une certaine stabilité du pergélisol alors que la forêt mixte et décidue est associée à sa dégradation (Jorgenson *et al.*, 2001). Par ailleurs, le premier écosystème est

toujours en expansion en réponse à la succession végétale normale, alors que le second est en forte régression, laissant un paysage en mutation incluant de nombreuses mares de thermokarst (Lara *et al.*, 2016). Cette réponse différentielle montre bien le rôle que joue la mousse dans la résilience des milieux humides à épinette face aux changements climatiques (Turetsky *et al.*, 2012).

### 4.3.2 Perturbations liées à l'utilisation du territoire

L'utilisation du territoire a pour effet de modifier les paramètres de la couche active qui modulent le transfert de chaleur du pergélisol avec l'atmosphère. Quatre nouvelles unités éco-géomorphologiques sont liées à l'utilisation du territoire :

- la nouvelle route,
- l'ancien remblai et le déblai,
- l'excavation et
- le sol dévégétalisé.

En prime, certains niveaux éco-géomorphologiques naturels voisins ont pu être affectés indirectement par l'utilisation du territoire.

Le tableau IX réitère l'épaisseur de la couche active qui a été mesurée dans les différents environnements perturbés (déjà exposée dans la section des résultats) et la figure 49 montre les plages de température possibles mesurées dans les puits et sous la route. Elles sont toutes plus chaudes que dans la *catena* naturelle.

Localisation	n	Moyenne	Écart-type	Minimum	Maximum
Route	19	6.09	1.11	3.70	7.80
Ancient remblai et déblai	NM	NM	NM	NM	NM
Tranchée drainante	1	0.90	NP	NP	NP
Milieu perturbé	1	1.18	NP	NP	NP
Géosystème naturel	224	0.58	0.19	0.30	1.18

Tableau IX – Épaisseur (m) de la couche active sous le remblai comparée à celle dans le géosystème naturel. Le calcul a été réitéré à partir des résultats originaux pour comparer la couche active des différentes unités de terrain. NM signifie qu'aucune valeur n'a été mesurée, ici parce que le terrain était insondable avec les méthodes disponibles. NP signifie que la donnée est non pertinente.

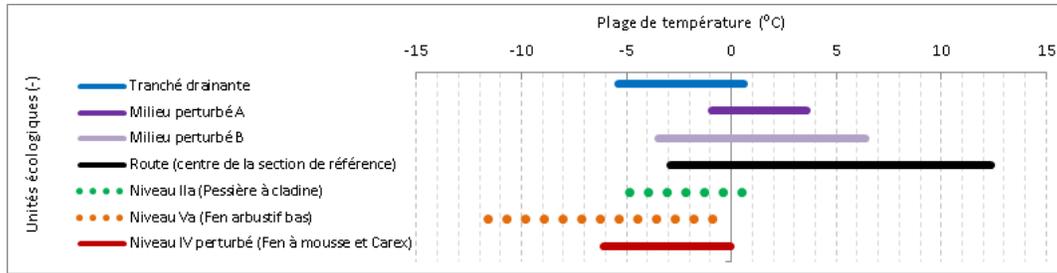


Figure 49 – Comparaison de la plage des températures possibles sous une couche de sol de 0.9 m, telle que mesurée à l'aide des thermistances préinstallées dans les puits d'observation hydrologique et sous la route. La mesure a été interpolée ou extrapolée car la profondeur exacte des mesures est légèrement variable. Les lignes en pointillés réfèrent aux unités naturelles et ont été affichées pour faciliter la comparaison.

#### 4.3.2.1.1 Nouvelle route

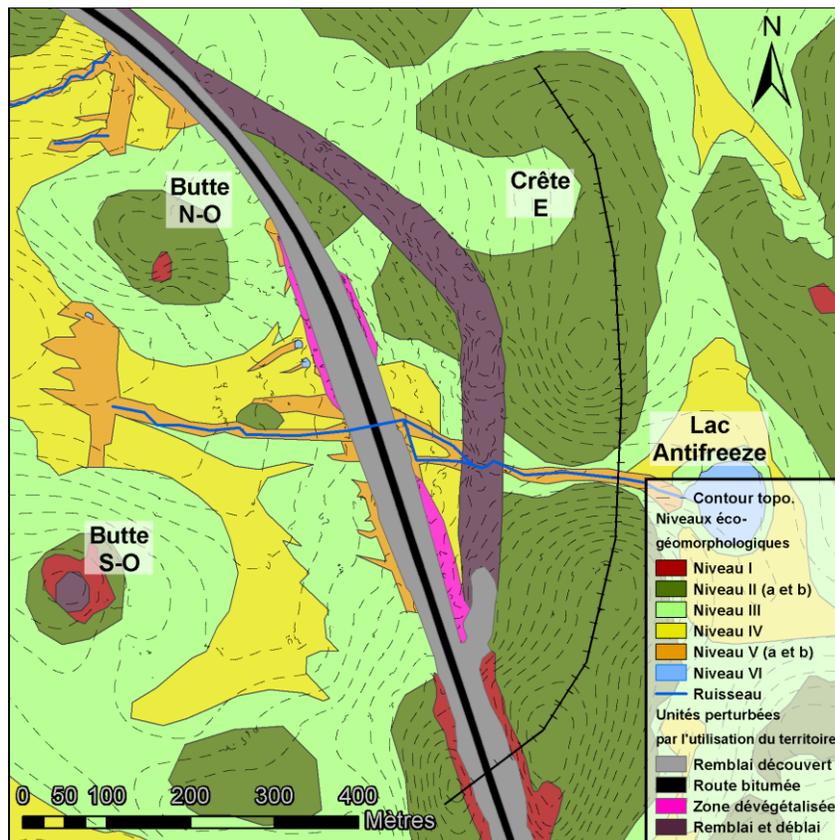


Figure 50 – Interprétation éco-géomorphologique de la *catena* de la moraine de Beaver Creek, incluant la relocalisation de la route, l'abandon du remblai et du déblai, les sols dévégétalisés puis l'adaptation du terrain naturel, basée sur l'image de 2010.

La relocalisation de l'autoroute constitue une modification majeure à la structure du géosystème en masquant une partie importante de sa surface (figure 50). L'infrastructure superposée au terrain est composée de gravier pierreux et présente une forme protubérante. Sa surface reste à découvert, à l'exception du sommet qui est couvert d'un traitement bitumineux. La couleur grise du remblai et de la route offre un albédo moyen. Sans matrice fine et avec ses pentes élevées, le drainage est maximal et la rétention d'eau médiocre. Ces conditions rendent le remblai xérique et peu fertile. Il est considéré comme un non-sol et aucun couvert organique notable ne s'y est développé.

L'importante épaisseur de la couche active sous la route (tableau IX et figure 30B) et son bilan de chaleur sensible normalement positif (M.-Lepage *et al.*, 2012) indiquent que l'infrastructure maximise la conduction de chaleur et que la cryogenèse y est impossible. La plage de température possible mesurée à la section de référence (au câble à thermistance YG4-3) est extrêmement élevée en comparaison avec ce qui est mesuré dans tous les puits (figure 49). Sauf en quelques endroits où les techniques de mitigation fonctionnent, le remblai participe à la dégradation du pergélisol (M.-Lepage *et al.*, 2012). Étant riche en glace, sa dégradation se traduit par la subsidence extensivement observée, surtout autour des huit premières sections (YG1 à YG8). La très importante épaisseur de sol naturel incluse dans la couche active des sections YG10 à YG12 (figure 29 et tableau V) suggère que la couverture riche en glace y soit déjà complètement détériorée. À cet endroit, près de la Butte N-O (figure 50), le *yedoma* devait être relativement mince et facile à dégrader. Ensemble, le plafond du pergélisol appauvri en glace et la couche active xérique pourraient expliquer comment les oscillations de température atmosphérique saisonnières pénètrent aussi profondément sous les pentes du remblai des sections YG10 à YG12 (voir les annexes 6 et 10). Cette situation sert d'exemple à la nécessité de reconnaître la variabilité spatiale des propriétés du terrain sous l'infrastructure au moment d'évaluer l'efficacité des infrastructures.

Les travaux de deGrandpré *et al.* (2010; 2012), Fortier *et al.* (2014) et Darrow *et al.* (2013) ont fortement renforcé l'idée que l'eau transite toujours sous la route par une couche active très épaisse (tableau IX), voire même un talik. La forte amplitude du régime hydrique mesuré (au puits PWPT2) montre que le sol au pied du remblai, du côté amont, se draine efficacement malgré sa configuration topographique en cuvette (un seuil de pergélisol existe

entre le puits et la tranchée). Le niveau d'eau s'est complètement drainé et a atteint le niveau de base de la tranchée au début du mois d'août. Ce drainage est associé au dégel partiel du sol sous le remblai, il appuie les conclusions exposées plus tôt.

#### *4.3.2.1.2 Ancien remblai et déblai*

Où la route et l'exploitation de gravier ont été abandonnées, la végétation n'a repris que partiellement et les cailloux affleurent toujours en certains endroits; la forêt décidue indéterminée avec différentes poacées domine. Par analogie avec le remblai actuel, les taux locaux d'infiltration d'eau et de transfert de chaleur ont dû être drastiquement modifiés par le maintien à nu de la surface lorsque le terrain était utilisé. Il est raisonnable de présumer que l'influence de l'ancien remblai et du déblai (figure 50) sur le géosystème a été similaire à celle de l'actuelle route lorsque la succession végétale n'était pas amorcée. La moraine exposée à l'endroit du déblai devait être exempte de glace intrasédimentaire, car son relief est resté plat et semble stable. Au contraire, le relief irrégulier de l'ancien remblai offre un exemple clair du tassement différentiel soutenu par la présence de l'infrastructure sur un terrain riche en glace. L'état actuel de sa stabilité est inconnu.

#### *4.3.2.1.3 Excavation de la tranchée*

En 2010, l'excavation de la tranchée a eu une influence certaine sur le géosystème (figure 51). Elle a amorcé un intense épisode de thermo-érosion qui s'est rapidement désamorcé grâce à l'épais couvert organique. Les murs de la tranchée sont toujours en cours de stabilisation. Au passage, la thermo-érosion a amorcé un épisode de ravinement. Il a pu exploiter le réseau de coins de glace, mais a rapidement été freiné par l'ancien remblai en amont, composé de matériel grossier et peu mobile. Les berges du ravin sont aussi en cours de stabilisation.

La plage de température mesurée à 90 cm sous le fond de la tranchée drainante est aussi tempérée que celle mesurée dans la pessière à cladine (figure 49). Cette plage tempérée indique un réchauffement en comparaison avec le milieu humide plus frais qui avait préséance avant l'excavation.

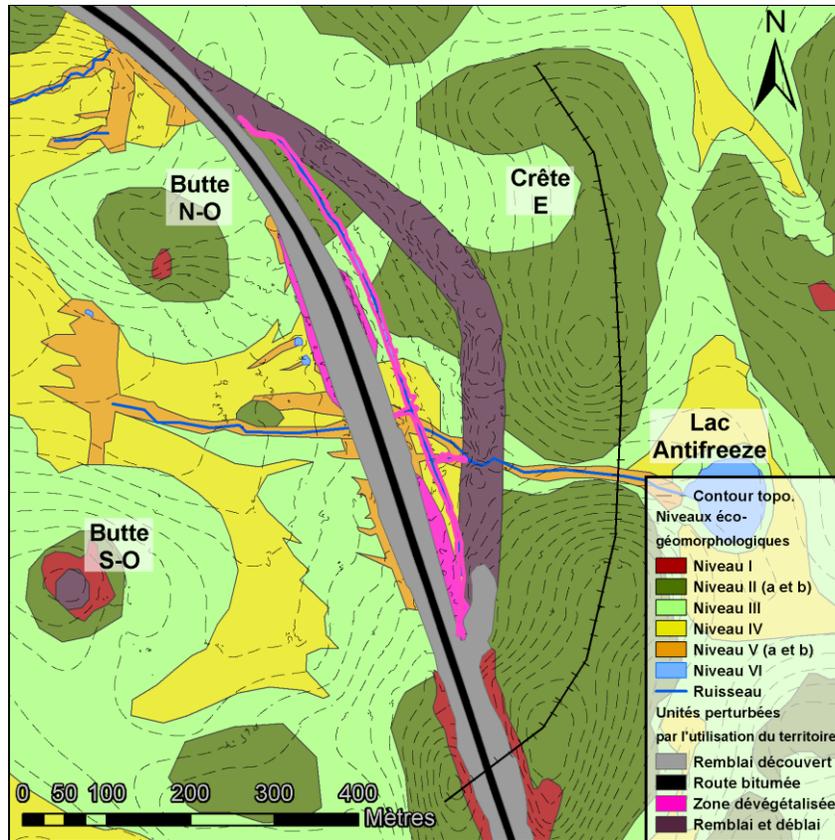


Figure 51 – Interprétation éco-géomorphologique de l'état actuel (2014) de la *catena* de la moraine de Beaver Creek, incluant la tranchée et le ravin.

Le régime hydrique mesuré au-delà de la surface confirme l'état inondé de la tranchée. Le haut niveau d'eau en début de la période de fonte indique un très fort débit associé à l'évacuation de l'eau issue de la fonte des neiges. La descente rapide du niveau moyen durant les deux premières semaines de juillet témoigne de l'achèvement du drainage associé à la fonte. Durant l'épisode de fonte, le système hydrologique drainé par la tranchée est très sensible aux apports d'eau externes, normalement des précipitations. Les trois événements de remontées et descente subites du niveau d'eau de la tranchée en juillet rendent compte de cette sensibilité. La stabilité du niveau d'eau à partir de la mi-juillet indique une capacité de rétention d'eau significative dans les sols du terrain entre la Crête E et la tranchée. Cette capacité de rétention est confirmée par l'abaissement asymptotique du niveau d'eau dans tous les puits en amont de la tranchée (Top3 et Slope4), associées aux pessières.

#### 4.3.2.1.4 Sol dévégétalisé

Les surfaces dévégétalisées du sol naturel réfèrent aux milieux perturbés (figure 51). Théoriquement, le bris du couvert végétal entrave à la cryogenèse écosystémique et peut engager un épisode de subsidence ou de thermo-érosion.

Les plages de températures mesurées dans les milieux perturbés A et B (aux puits D et C) montrent clairement un réchauffement par rapport aux températures possibles dans le sol naturel (aux puits Top3, Slope4 et p114) qui avaient préséance avant l'installation du segment de route (figure 49). Dyrness (1982) a vérifié expérimentalement le degré d'épaississement de la couche active suivant le retrait partiel ou complet du couvert organique dans le Plateau silteux de la rivière Tanana en Alaska Centrale, un environnement comparable à celui de Beaver Creek. Quatre ans après que la moitié du couvert organique fut retirée, le plafond du pergélisol est passé de 0.26 m à 0.85 m sous la surface. Avec le retrait complet du couvert organique, le plafond du pergélisol est descendu jusqu'à 1.38 m en quatre ans. Dans les deux cas, le réchauffement a semblé ralentir avec le temps, mais pas significativement (Dyrness, 1982). À plus long terme, si les conditions le permettaient, la succession végétale pourrait sans doute ramener l'équilibre thermique. Au site, trois zones font partie des milieux perturbés : 1) le stationnement au pied « ouest » des sections YG6 à YG9, 2) la périphérie du remblai et 3) la boue excavée de la tranchée.

#### 4.3.2.1.5 Répercussions sur l'environnement naturel voisin

L'écoulement hypodermique associée au ponceau a changé de trajectoire après l'implantation de la nouvelle route. Les grands arbustes associés au niveau éco-géomorphologique Vb ont proliféré assez pour indiquer avec justesse l'emplacement du chenal prolongeant le nouveau ponceau (figure 51). Ce chenal est plus concis et s'allonge quelques centaines de mètres plus loin qu'avant. Le fen de bassin arbustif où le chenal se diffusait jadis est retourné dans un état de transition qu'il resterait à préciser.

Au pied ouest du nouveau segment de route, l'arbustification du fen de bassin (figure 51) suggère un apport d'eau supplémentaire. Quelques sondages sont nécessaires pour savoir s'il se traduit par l'approfondissement local de la couche active ou par la maturation du fen de bassin déjà en place. Les câbles à thermistance au pied des sections YG1, YG2 et YG5 devraient pouvoir se rendre utiles à l'analyse du régime thermique en ce lieu. Les arbustes ont aussi

proliféré en aval du sentier associé à l'étude sismique. Là aussi, quelques sondages sont nécessaires pour évaluer l'effet de l'apport d'eau supplémentaire.

À l'exutoire des drains français du pied ouest du nouveau remblai (section YG7), la subsidence du sol a laissé apparaître deux mares. Cette subsidence est raisonnablement associée au phénomène de thermokarst et sert d'exemple pour l'impact de l'advection de chaleur du remblai vers le pergélisol riche en glace en aval. La très douce variation du niveau d'eau mesuré juste à côté d'une des mares (au puits PWPT3) témoigne d'un important volume d'eau déjà accumulé et hydrologiquement connecté au puits. L'importance d'un tel volume invisibilise les apports ponctuels dans le suivi hydrique. La variation du niveau phréatique à l'échelle de la saison de dégel est relativement représentative de la tendance des autres puits à un détail près. Le centre de gravité du niveau d'eau maximum associé aux trois importantes remontées de juillet partout en amont (aux puits Top3, Slope4, PWPT2 et Ditch) se retrouve autour du 16 juillet alors qu'il se retrouve plutôt le 30 juillet dans la mare. Ce délai de deux semaines représente le retard qu'accuse le remblai quant à l'évacuation des eaux de pluie.

Lorsqu'un écoulement hypodermique tempéré est observé dans le milieu humide (au puits p110), la plage de température possible sous 0.90 m de sol est bien plus élevée que dans le milieu humide sans écoulement (au puits p114). Malgré le réchauffement, elle reste légèrement plus fraîche que dans le sol de la forêt boréale (aux puits Top3 et Slope4). Le régime hydrique du sol en cet endroit se compare effectivement avec l'autre mesuré dans le milieu humide (au puits p114), à l'exception que le couvert de glace s'y forme plus tard. Ce retardement et la plage de température relativement élevée pourraient résulter de la chaleur transportée dans l'eau de drainage de la mare (au puits PWPT3) vers l'aval. Somme tout, il reste du travail à faire pour confirmer l'advection de chaleur par l'écoulement hypodermique.

L'excavation de la tranchée a drainé le pied du remblai du côté amont, et a canalisé l'eau du ruisseau intermittent et du fen de bassin qui l'entourait. Le silt qui fût érodé s'est redéposé directement à la sortie du ponceau de la nouvelle route où la pente est très faible et la végétation très restrictive à l'écoulement de surface. Rien n'indique que le matériel aurait pu s'échapper du géosystème. Alors que le pergélisol s'est dégradé à l'endroit de la tranchée, il pourrait s'être aggradé syngénétiquement au lieu de déposition. À l'extrémité nord du site, le ravin végétalisé semble être associé à la thermo-érosion suivant les travaux de réfection de la route en 1996.

## Conclusion

Ce mémoire visait à répondre au manque de connaissance géographique concernant le terrain d'accueil du site routier expérimental de Beaver Creek. Il a mené dans un premier temps à la caractérisation de la structure du géosystème de Beaver Creek, c'était le premier objectif. La description de la *catena* a permis la reconnaissance de huit composantes (niveaux éco-géomorphologiques) à la surface du terrain naturel. Leurs régimes hydriques et thermiques de même que leurs propriétés thermiques, chimiques, hydrologiques, physiques et/ou mécaniques sont distinctes. En haut de la toposéquence, la présence d'arbres décidus est associée aux sols les plus chauds et minéraux. L'apparition de grandes épinettes noires indique un sol plus froid. Vers le bas des pentes, leur déclin graduel traduit un refroidissement aussi graduel, puis l'apparition des bouleaux nains suggère la maturité du cryosol. À ce niveau, la température du sol est minimale et la tourbe domine largement sa composition. Jusque-là, la présence d'eau favorisait la cryogenèse écosystémique. L'apparition de plus grands saules et aulnes au niveau éco-géomorphologique inférieur témoigne d'un sol bien plus chaud associé à l'écoulement hypodermique. Enfin, les plans d'eau ouverts cachent des taliks. La succession topoédaphique identifiée est typique dans le pergélisol discontinu de Béringie Est.

L'étude cryostratigraphique a servi à développer la structure du pergélisol dans la troisième dimension. Elle se résume ainsi. Sous les crêtes de la moraine, la profondeur du pergélisol est incertaine et le dépôt éolien et organique a une épaisseur minimale. Ce mince dépôt est directement assis sur le till. Dans les dépressions de la moraine, le pergélisol est confirmé et près de la surface. Le dépôt est épais, riche en glace et en matière organique et se décompose en cinq unités cryostratigraphiques. Du bas vers le haut, ces unités comprennent le diamicton massif (unité A), les sédiments organiques stratifiés (unité B), le silt riche en glace et matière organique inférieur (unité C), le silt massif pauvre en glace (unité D) et le silt riche en glace et matière organique supérieur (unité E). Comme les composantes de la *catena*, ces unités cryostratigraphiques ont des propriétés et des dynamiques (actuelles ou passées) bien spécifiques, et leur épaisseur diminue avec la proximité des crêtes de till. L'analyse granulométrique de l'unité E et la corrélation entre son contenu organique, sa densité et sa porosité représentent quelques exemples de l'étude des propriétés des composantes du

géosystème. Ces propriétés représentent un premier pas vers la modélisation quantitative. Par ailleurs, l'étude d'autres propriétés géotechniques avait aussi déjà été effectuée sur quelques cryofaciès (ici relatifs aux unités cryostratigraphiques) par Stephani et al. (2008; 2010; 2013; 2014) et est toujours valide dans le cadre stratigraphique tel qu'il a été ajusté dans ce mémoire.

L'interprétation de la cryostratigraphie et la littérature ont permis d'élaborer sur l'évolution du géosystème de Beaver Creek. C'était le deuxième objectif. La première unité cryostratigraphique (A) réfère au till associé à la mise en place de la moraine. Les quatre unités cryostratigraphiques supérieures, en relation avec la *catena*, ont permis la reconnaissance de quatre stades évolutifs du pergélisol depuis la fin du Pléistocène. Le premier stade consiste en la morpho-pédogenèse interstadiale, il réfère à la période où la morphologie primaire de la moraine s'est réajustée juste après son abandon. La présence de bois et de tourbe suppose que le processus ait persisté pendant une période prolongée. Le second stade repose sur l'accumulation de tourbe, silt éolien et cryostructures associées à l'aggradation syngénétique du pergélisol. La cryogenèse relique a constitué un *yedoma* dont la partie basse a su persister jusqu'à présent. Le troisième stade signifie la dégradation de la surface du *yedoma* et a probablement été provoqué par une période chaude au cours de l'Holocène. Suite à cet épisode de dégel, les 2-3 premiers mètres de la surface ont vu disparaître leur cryostructure, se sont déformés et se sont oxydés. Le dernier stade est défini par la reprise du pergélisol accompagnée de sédimentation éolienne rapide. Le ralentissement de la sédimentation éolienne a laissé place à la stabilisation écologique. Cet épisode semble associé au refroidissement Néoglaciare. Depuis ce moment, la couche intermédiaire croit, la tourbe s'accumule et la *catena* de la moraine de Beaver Creek se maintient.

Le modèle géomorphologique qui émerge a été utilisé pour évaluer la tendance évolutive future des conditions du pergélisol. Dans les mots de French et Thorn (2006), il a servi de pont entre l'étude du Quaternaire et celle de la géocryologie. C'était le troisième objectif. Le climat en réchauffement et l'utilisation du terrain sont deux facteurs qui perturbent actuellement le régime thermique du pergélisol à différents niveaux. La réponse du géosystème au climat plus chaud n'est pas encore perceptible, mais sa réponse à l'utilisation du territoire est localisée et forte. Le bris du couvert végétal a pour effet l'approfondissement de la couche active et le réchauffement du sol. L'imposition d'un remblai sur le sol naturel provoque aussi

l'approfondissement de la couche active et dégrade systématiquement le pergélisol. À l'endroit où le *yedoma* était initialement moins épais, près des buttes de till, la dégradation du pergélisol sous la route semble même avoir atteint le till de la moraine, les ondes de chaleur saisonnières y pénètrent en profondeur. La chaleur accumulée par le remblai est exportée par drainage, ce qui affecte le régime thermique du remblai et du terrain en aval.

La compréhension en trois dimensions de la structure du dépôt constituant le géosystème de Beaver Creek représente une innovation majeure. Elle rend possible la prise en compte de l'hétérogénéité du terrain dans la distribution de la glace et de la matière organique dans le sol. Ceci favorise le calcul des volumes vulnérables (e.g. stock de carbone) aux changements climatiques. Elle rend aussi disponible la distribution des matériaux instables afin de permettre une utilisation plus harmonieuse du territoire. La distribution spatiale irrégulière des informations récoltées a suffi à ce mémoire, mais n'a pu permettre l'analyse statistique.

Enfin, les conclusions qui ressortent de l'étude de la *catena* et du modèle géomorphologique suggèrent qu'une meilleure compréhension du pergélisol est possible à l'échelle du paysage. L'influence de l'eau (et de l'écosystème) sur le pergélisol discontinu de la zone continentale subarctique est déterminante et doit être comprise dans tout son continuum, (rareté, abondance, vitesse). À ce stade, il est raisonnable de poser comme constat que la cryogenèse écosystémique préserve et même, habille certaines formes de terrain, mais à quelle vitesse, durant combien de temps, sous quelles conditions? Nos résultats ouvrent la porte à l'élaboration d'un modèle quantitatif de pergélisol discontinu intégrant la rétroaction entre la géomorphologie (relief), l'hydraulique (eau hypodermique) et la thermodynamique (transfert de chaleur).

## Bibliographie

- Aalto, J., Roux, P.C. et Luoto, M. (2013). Vegetation Mediates Soil Temperature and Moisture in Arctic-Alpine Environments. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 45(4), 429-439. doi: 10.1657/1938-4246-45.4.429
- Adams, W.A. (1973). The effect of organic matter on the bulk and true densities of some uncultivated podzolic soils. *Journal of Soil Science*, 24(1), 10-17. doi: 10.1111/j.1365-2389.1973.tb00737.x
- Andersland, O.B. et Ladanyi, B. (2004). *Frozen Ground Engineering* (2<sup>e</sup> éd.). Hoboken, NJ : John Wiley and Sons.
- Anderson, P.M. et V. Lozhkin, A. (2001). The Stage 3 interstadial complex (Karginskii/middle Wisconsinan interval) of Beringia: Variations in paleoenvironments and implications for paleoclimatic interpretations. *Quaternary Science Reviews*, 20(1-3), 93-125. doi: 10.1016/S0277-3791(00)00129-3
- André, M.F. (1999). La livrée périglaciaire des paysages polaires : l'arbre qui cache la forêt? / The periglacial scenery of polar areas: a smoke-screen? *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 5(3), 231-251. doi: 10.3406/morfo.1999.990
- André, M.F. (2003). Do periglacial landscapes evolve under periglacial conditions? *Geomorphology*, 52(1-2), 149-164. doi: 10.1016/S0169-555X(02)00255-6
- Arenson, L.U., Azmatch, T.F. et Sego, D.C. (2008). A New Hypothesis on Ice Lens Formation in Frost Susceptible Soils. Dans Kane, D.L. et Hinkel, K.M. (dir.) *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost* (vol.1, p.59-64). Fairbanks, AK : University of Alaska.
- ASTM C29/C29M-09. (2009). *Standard Test Method for Bulk Density (Unit Weight) and Voids in Aggregate*. West Conshohocken, PA : ASTM International.

- ASTM D422-63(2007)e2. (2007). *Standard Test Method for Particle-Size Analysis of Soils*. West Conshohocken, PA : ASTM International.
- ASTM D854-06. (2005). *Standard Test Methods for Specific Gravity of Soil Solids by Water Pycnometer*. West Conshohocken, PA : ASTM International.
- ASTM D2974-14. (2014). *Standard Test Methods for Moisture, Ash, and Organic Matter of Peat and Other Organic Soils*. West Conshohocken, PA : ASTM International.
- Azmatch, T.F., Segó, D.C., Arenson, L.U. et Biggar, K.W. (2012a). New ice lens initiation condition for frost heave in fine-grained soils. *Cold Regions Science and Technology*, 82(0), 8-13. doi: 10.1016/j.coldregions.2012.05.003
- Azmatch, T.F., Segó, D.C., Arenson, L.U. et Biggar, K.W. (2012b). Using soil freezing characteristic curve to estimate the hydraulic conductivity function of partially frozen soils. *Cold Regions Science and Technology*, 83-84(0), 103-109.  
doi: 10.1016/j.coldregions.2012.07.002
- Baranov, I.J. et Kundryavtsev, V.A. (1963). Permafrost of Eurasia. Dans Woods, K.B. (dir.) *Proceedings of the First International Conference on Permafrost* (p.98-101). Lafayette, IN : National Academy of Sciences – National Research Council.
- Barbour, S.L. (1998). Nineteenth Canadian Geotechnical Colloquium: The soil-water characteristic curve: a historical perspective. *Canadian Geotechnical Journal*, 35(5), 873-894. doi:10.1139/t98-040
- Beiser, A. (1988). *Theory and problems of Physical Science* (2<sup>e</sup> éd.). New-York, NY : McGraw Hill.
- Bevington, A. et Lewkowicz, A.G. (2015). *Assessment of a land cover driven TTOP model for mountain and lowland permafrost using field data, southern Yukon and northern British Columbia, Canada*. Compte-rendu de la 7<sup>e</sup> Conférence Canadienne sur le Pergélisol et 68<sup>e</sup> Conférence Canadienne de Géotechnique, 20-23 septembre, Québec, QC.

- Blott, S.J. et Pye, K. (2001). Gradistat: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(11), 1237-1248. doi: 10.1002/esp.261
- Bond, J. D., Lipovsky, P.S. et von Gaza, P. (2008). Surficial geology investigations in Wellesley basin and Nisling Range, southwest Yukon. Dans Emond, D.S., Blackburn, L.R., Hill, R.P. et Weston, L.H. (dir.) *Yukon Exploration and Geology 2007* (p.128-138). Whitehorse, YT : Yukon Geological Survey.
- Bonnaventure, P.P., Lewkowicz, A.G., Kremer, M. et Sawada, M.C. (2012). A Permafrost Probability Model for the Southern Yukon and Northern British Columbia, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 23(1), 52-68. doi: 10.1002/ppp.1733
- Bonnaventure, P.P. et Lamoureux, S.F. (2013). The active layer: A conceptual review of monitoring, modelling techniques and changes in a warming climate. *Progress in Physical Geography*, 37(3), 352-376. doi: 10.1177/0309133313478314
- Bostock, H.S. (1948). *Physiography of the Canadian Cordillera, with special reference to the area north of the fifty-fifth parallel* (Print #2483). Ottawa, ON : Geological Survey of Canada.
- Bowling, L.C., Kane, D.L., Gieck, R.E., Hinzman, L.D. et Lettenmaier, D.P. (2003). The role of surface storage in a low-gradient arctic watershed. *Water Resources Research*, 39(4), 1087. doi: 10.1029/2002WR001466
- Bray, M.T., French, H.M. et 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
- Brown, J., Hinkel, K. et Nelson, F. (2003). *Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) Program Network* (Version 1) [Site C24]. Boulder, CO : National Snow and Ice Data Center. En ligne [accédé le 01 décembre, 2015].

- Brown, J., Ferrians, J., Heginbottom, J.A. et Melnikov, E.S. (1998 révisé en 2001). *Circum-arctic map of permafrost and ground ice conditions*. Boulder, CO : National Snow and Ice Data Center.
- Brunsdon, D. et Thornes, J.B. (1979). Landscape Sensitivity and Change. *Transactions of the Institute of British Geographers* 4(4), 463-484. doi: 10.2307/622210
- Brunsdon, D. (2001). A critical assessment of the sensitivity concept in geomorphology. *Catena* 42(2-4), 99-123. doi: 10.1016/S0341-8162(00)00134-X
- Burn, C.R. et Smith, C.A.S. (1988). Observations of the "Thermal Offset" in Near-Surface Mean Annual Ground Temperatures at Several Sites near Mayo, Yukon Territory, Canada. *Arctic*, 41(2), 99-104.
- Burn, C.R. (1998). The response (1958-1997) of permafrost and near-surface ground temperatures to forest fire, Takhini River valley, southern Yukon Territory. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 35(2), 184-199. doi: 10.1139/e97-105
- Calmels, F. et Allard, M. (2004). Ice segregation and gas distribution in permafrost using tomodesitometric analysis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(4), 367-378. doi: 10.1002/ppp.508
- Calmels, F. et Allard, M. (2008). Segregated ice structures in various heaved permafrost landforms through CT Scan. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33(2), 209-225. doi: 10.1002/esp.1538
- Calmels, F., Froese, D.G. et Clavano, W.R. (2012). Cryostratigraphic record of permafrost degradation and recovery following historic (1898-1992) surface disturbances in the Klondike region, central Yukon Territory. *Canadian Journal of Earth Sciences* 49(8), 938-952. doi: 10.1139/e2012-023
- Calmels, F., Gagnon, O. et Allard, M. (2005). A portable earth-drill system for permafrost studies. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16(3), 311-315. doi: 10.1002/ppp.529

- Calmels, F., Roy, L.P., Laurent, C., Pelletier, M., Kinnear, L., Benkert, B., Horon, B. et Pumple, J. (2015a). *A practical guide to permafrost vulnerability for Yukon's North Alaska Highway*. Compte-rendu de la 7<sup>e</sup> Conférence Canadienne sur le Pergélisol et la 68<sup>e</sup> Conférence Canadienne de Géotechnique, 20-23 septembre, Québec, QC.
- Calmels, F., Roy, L.P., Laurent, C., Pelletier, M., Kinnear, L., Benkert, B., Horon, B. et Pumple, J. (2015b). *Vulnerability of the North Alaska Highway to permafrost thaw*. Whitehorse, YT : Northern Climate ExChange, Yukon Research Center.
- Campbell, R.B. et Dodds, C.J. (1982). *Geology of the Mount Saint Elias Map-Area, Yukon Territory* (Open File Report 830), Ottawa, ON: Geological Survey of Canada
- Chorley, R.J. et Kennedy, B.A. (1971). *Physical Geography: A System Approach*. London, United Kingdom : Prentice-Hall International.
- Clarke, G.K.C. et Holdsworth, G. (2015). Glaciers of the St. Elias Mountains, Canada (Paper 1386-J-1). Dans Williams, R.S.Jr. et Ferrigno, J.G. (dir.) *Glaciers of North America*. Denver, CO : U.S. Geological Survey. Publié en ligne le 11 février, 2013
- Clymo, R.S. (1984). The Limits to Peat Bog Growth. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London: Series B, Biological Sciences*, 303(1117), 605-654. doi: 10.2307/2396128
- Corte, A.E. (1963). *Vertical Migration of Particles in Front of a Moving Freezing Plane* (Research Report 105). Hanover, NH : U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory.
- Coulombe, S., Fortier, D., Shur, Y., Kanevskiy, M. et Lacelle, D. (2015). *Cryofacies and cryostructures of massive ice found on Bylot Island, Nunavut*. Compte-rendu de la 7<sup>e</sup> Conférence Canadienne sur le Pergélisol et la 68<sup>e</sup> Conférence Canadienne de Géotechnique, 20-23 septembre, Québec, QC.
- Daubenmire, R. (1959). A Canopy-Coverage Method of Vegetational Analysis. *Northwest Science*, 33(1), 43-64.

- Darrow, M., Fortier, D., Dannen, R., Zottola, J., de Grandpré, I., Veuille, S., Sliger, M. (2013). *Impacts of groundwater flow on permafrost degradation and transportation infrastructure stability*. Fairbanks, AK : Alaska Department of Transportation Research, Development, and Technology Transfer, Alaska University Transportation Center.
- deGrandpré, I. (2012). *Impacts de l'écoulement souterrain sur la dégradation du pergélisol* (Mémoire de maîtrise, Université de Montréal). Montréal, QC.
- deGrandpré, I., Fortier, D., et Stephani, E. (2010). *Impact of groundwater flow on permafrost degradation: implications for transportation infrastructures*. Compte-rendu de la 6<sup>e</sup> Conférence Canadienne sur le Pergélisol et la 63<sup>e</sup> Conférence Canadienne de Géotechnique, 12-16 septembre, Calgary, AB.
- deGrandpré, I., Fortier, D., et 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
- Demek, J. et Czechoslovakia, B. (1978). The landscape as a geosystem. *Geoforum*, 9(1), 29-34. doi: 10.1016/0016-7185(78)90022-2
- Demuro, M, Froese, D.G., Arnold, L.J. et R.G. Roberts. (2012). Single-grain OSL dating of glaciofluvial quartz constrains Reid glaciation in NW Canada to MIS 6. *Quaternary Research*, 77(2), 305-316. doi: 10.1016/j.yqres.2011.11.009
- Denton, G.H. (1974). Quaternary glaciations of the White River valley, Alaska, with a regional synthesis for the northern St. Elias Mountains, Alaska and Yukon Territory. *Geological Society of America Bulletin*, 85(6), 871-892. doi: 10.1130/0016-7606(1974)85<871:QGOTWR>2.0.CO;2
- Denton, G.H. et Stuiver, M. (1967). Late Pleistocene Glacial Stratigraphy and Chronology, Northeastern St-Elias Mountains, Yukon Territory, Canada. *Geological Society of America Bulletin*, 78(4), 485-510. doi: 10.1130/0016-7606(1967)78[485:lpgsac]2.0.co;2

- Douglas, T.A., Fortier, D., Shur, Y., Kanevskiy, M., Guo, L., Cai, Y. et 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
- Duk-Rodkin, A. (1999). *Glacial limits map of Yukon Territory*. Ottawa, ON : Commission géologique du Canada.
- Duk-Rodkin, A., Barendregt, R.W. et White, J.M. (2010). An extensive late Cenozoic terrestrial record of multiple glaciations preserved in the Tintina Trench of west-central Yukon: stratigraphy, paleomagnetism, paleosols, and pollen. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 47(7), 1003-1028. doi: 10.1139/E10-060
- Dyke, A.S. (2004). An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada. Dans J. Ehlers et Gibbard, P.L. (dir.), *Developments in Quaternary Sciences* (Volume 2, Partie B, p.373-424). Elsevier. doi: 10.1016/S1571-0866(04)80209-4
- Dyrness, C.T. (1982). *Control of Depth to Permafrost and Soil Temperature by the Forest Floor in Black Spruce/Feathermoss Communities* (Research Note PNW-396). Portland, OR : U.S. Department of Agriculture, Pacific Northwest Forest and Range Experiment Station
- Dyrness, C.T. et Grigal, D.F. (1979). Vegetation-soil relationships along a spruce forest transect in interior Alaska. *Canadian Journal of Botany*, 57(23), 2644-2656. doi: 10.1139/b79-314
- Environnement Canada. (2015). *Données de la station "Beaver Creek A" pour le calcul des normales climatiques au Canada de 1981 à 2010*. Repéré à [http://www.climat.meteo.gc.ca/climate\\_normals/results\\_1981\\_2010\\_f.html?stnID=1518&lang=f&StationName=Beaver+creek&SearchType=Contains&stnNameSubmit=go&dCode=4&dispBack=1](http://www.climat.meteo.gc.ca/climate_normals/results_1981_2010_f.html?stnID=1518&lang=f&StationName=Beaver+creek&SearchType=Contains&stnNameSubmit=go&dCode=4&dispBack=1)

- Elias, S.A. et Brigham-Grette, J. (2007). Late Pleistocene Glacial Events in Beringia. Dans Elias, S.A.(dir.). *Encyclopedia of Quaternary Science* (p.1057-1066). Amsterdam, Netherland : Elsevier Science Publishers.
- Farouki, O. (1981). *Thermal properties of soils* (CRREL Monograph 81-1). Hanover, NH: U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory.
- Fortier, D. et 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., Allard, M., et Pivot, F. (2006). A Late-Holocene Record of Loess Deposition in Ice-wedge Polygons Reflecting Wind Activity and Ground Moisture Conditions, Bylot Island, Eastern Canadian Arctic. *The Holocene*, 16(5), 635-646. doi: 10.1191/0959683606hl960rp
- Fortier, D., deGrandpré, I., Veuille, S., Verpaelst, M., Davesne, G., Grandmont, K. (2014). *Impacts de l'écoulement souterrain sur la dégradation du pergélisol et la stabilité des routes construites sur remblai : Rapport Final* (Préparé pour Transports Canada). Montréal, QC : Laboratoire de géomorphologie et de géotechnique des régions froides, Université de Montréal (Geocryolab)
- Fortier D, Kanevskiy M. et Shur Y. (2007). Ground ice formed after thermoerosion of the permafrost in Alaska. *EOS, Transactions of the American Geophysical Union* 88(52), Fall Meeting Supplement, abstract C21A-0060.
- Fortier, D., Kanevskiy, M. et Shur, Y. (2008). *Genesis of reticulate-chaotic cryostructure in permafrost*. Dans Kane, D.L. et Hinkel, K.M. (dir.) *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost* (vol.1, p.451-456). Fairbanks, AK : University of Alaska.
- Fortier, D., Kanevskiy, M.Z., Shur, Y., Stephani, E. et Dillon, M. (2012). Cryostructures of basal glacier ice as an object of permafrost study: Observations from the Matanuska Glacier,

- Alaska. Dans Hinkel, K.M. (dir.) *Proceedings of the Tenth International Conference on Permafrost* (vol.1, p.107-112), Salekhard, Russie : The Northern Publisher.
- Fortier, D., Sliger, M. et deGrandpré, I. (2014). *Innovation en géotechnique du pergélisol: évaluation d'une nouvelle technique pour la mesure de la capacité calorifique des sols*. (Préparé pour Transports Canada). Montréal, QC : Laboratoire de géomorphologie et de géotechnique des régions froides, Université de Montréal (Geocryolab).
- Fraser, T.A. et Burn, C.R. (1997). On the nature and origin of "muck" deposits in the Klondike area, Yukon Territory. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 34(10), 1333-1344. doi: 10.1139/e17-106
- Fredlund, D.G. et Xing, A. (1994). Equations for the soil-water characteristic curve. *Canadian Geotechnical Journal*, 31(4), 521-532. doi: 10.1139/t94-061
- French, H.M. (2007). *The periglacial environment* (3<sup>e</sup> éd.). New-York, N : Wiley.
- French, H.M. et Shur, Y. (2010). The principles of cryostratigraphy. *Earth Science Reviews*, 101(3-4), 190-206. doi: 10.1016/j.earscirev.2010.04.002
- French, H.M. et Thorn, C.E. (2006). The changing nature of periglacial geomorphology. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 3(0), 165-174. doi: 10.4000/geomorphologie.146
- French, H.M. (2015). Do Periglacial Landscapes Exist? A Discussion of the Upland Landscapes of Northern Interior Yukon, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, X(Y), Z-ZZ. doi: 10.1002/ppp.1866
- Fuller, T. et Jackson, L. (2005). Quaternary Geology of the Yukon Territory. Dans Emond, D.S., Blackburn, L.R., Hill, R.P. et Weston, L.H. (dir.) *Yukon Exploration and Geology 2004*. Whitehorse, YT : Yukon Geological Survey.
- Gabrielse, H., Monger, J.W.H., Wheeler, J.O. et Yorath, C.J. (1991). Morphogeological belts, tectonic assemblages and terranes (No. 4, Chapter 2, Part A, p.15-28). Dans Gabrielse,

H. et Yorath, C.J. (dir.) *Geology of the Cordilleran Orogen in Canada*. Ottawa, ON : Geological Survey of Canada, Geology of Canada.

Gehrels, G.E. et J.B. Saleeby (1987). Geologic framework, tectonic evolution, and displacement history of the Alexander Terrane. *Tectonics*, 6(2), 151-173. doi: 10.1029/TC006i002p00151

Groupe de Travail sur la Classification des Sols (GTCS). (2002). *Le système canadien de classification des sols* (3<sup>e</sup> éd.). Direction générale de la recherche, Ministère de l'agriculture et de l'agro-alimentaire du Canada, Publication 1646. Ottawa, ON : Presses scientifiques du CNRC.

Groupe de Travail sur la Stratification Écologique (GTSE). (1996). *Cadre écologique national pour le Canada*. Direction de l'analyse des écozones, Direction générale de l'état de l'environnement, Environnement Canada. Ottawa, ON : Presses scientifiques du CNRC.

Gubin, S. et Lupachev, A. (2008). Soil formation and the underlying permafrost. *Eurasian Soil Science*, 41(6), 574-585. doi: 10.1134/s1064229308060021

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

Hachem, S., Allard, M. et Duguay, C. (2009). Using the MODIS land surface temperature product for mapping permafrost: an application to northern Québec and Labrador, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 20(4), 407-416. doi: 10.1002/ppp.672

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

Harris, C., Arenson, L.U., Christiansen, H.H., Etzelmüller, B., Frauenfelder, R., Gruber, S., Haeberli, W., Hauck, C., Hölzle, M., Humlum, O., Isaksen, K., Kääb, A., Kern-Lütschg, M.A., Lehning, M., Matsuoka, N., Murton, J.B., Nötzli, J., Phillips, M., Ross, N.,

- Seppälä, M., Springman, S.M. et Mühll, D.V. (2009). Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. *Earth-Science Reviews*, 92(3-4), 117-171. doi: 10.1016/j.earscirev.2008.12.002
- Harris, S.A. et Schmidt, I.H. (1994). Permafrost aggradation and peat accumulation since 1200 years B.P. in peat plateaus at Tuchtua, Yukon Territory (Canada). *Journal of Paleolimnology*, 12(1), 3-17. doi: 10.1007/bf00677986
- Hart, C. (2005). The Geological Framework of Yukon Territory. Dans Emond, D.S., Blackburn, L.R., Hill, R.P. et Weston, L.H. (dir.) *Yukon Exploration and Geology 2004*. Whitehorse, YT : Yukon Geological Survey.
- Hinzman, L., Bettez, N., Bolton, W., Chapin III, F., Dyurgerov, M., Fastie, C.L., Griffith, B., Hollister, R.D., Hope, A., Huntington, H.P., Jensen, A.M., Jia, G.J., Jorgenson, T., Kane, D.L., Klein, D.R., Kofinas, G., Lynch, A.H., Lloyd, A.H., McGuire, A.D., Nelson, F.E., Oechel, W.C., Osterkamp, T.E., Racine, C.H., Romanovsky, V.E., Stone, R.S., Stow, D.A., Sturm, M., Tweedie, C.E., Vourlitis, G.L., Walker, M.D., Walker, D.A., Webber, P.J., Welker, J.M., Winker, K.S. et Yoshikawa, K. (2005). Evidence and Implications of Recent Climate Change in Northern Alaska and Other Arctic Regions. *Climatic Change*, 72(3), 251-298. doi: 10.1007/s10584-005-5352-2
- Hounsfield, G.N. 1973. Computerized transverse axial scanning (tomography), Part 1. Description of system. *British Journal of Radiology*, 46(0), 1016-1022. doi: 10.1259/0007-1285-46-552-1016
- Huggett, R. (2007). Une histoire de l'approche systémique en géomorphologie. *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*. 2, 145-158. doi: 10.4000/geomorphologie.1031
- Hughes, O.L. et Terasmae, J. (1963). SIPRE Ice-Corer for Obtaining Samples from Permanently Frozen Bogs. *Arctic*, 16(4), 270-272 doi: 10.14430/arctic3547

- Huntington, T. G. (2007). Available Water Capacity and Soil Organic Matter. p.139-143 Dans *Encyclopedia of Soil Science* (2<sup>e</sup> éd.). Taylor & Francis. Publié en ligne le 12 décembre 2007. doi: 10.1081/E-ESS-120018496
- Israel, S. et Cobbett, R. (2008). Kluane Ranges bedrock geology, White River area (Parts of NTS 115F/9, 15 and 16; 115G/12 and 115K/1, 2). Dans Emond, D.S., Blackburn, L.R., Hill, R.P. et Weston, L.H. (dir.) *Yukon Exploration and Geology 2007* (p.153-167). Whitehorse, YT : Yukon Geological Survey.
- Jackson, L.E., Ward, B., Duk-Rodkin, A. et Hughes, O.L. (1991). The Last Cordilleran Ice Sheet in Southern Yukon Territory. *Géographie physique et Quaternaire*, 45(3), 341-354. doi: 10.7202/032880ar
- Jenny, H. (1941). *Factors of Soil Formation. A System of Quantitative Pedology*. New-York, NY : Dover Publications.
- Johnson, P.G. (1971). Ice Cored Moraine Formation and Degradation, Donjek Glacier, Yukon Territory, Canada. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography* 53(3-4), 198-202. doi: 10.2307/520789
- Johnson, P.G. (1980). Glacier-Rock Glacier Transition in the Southwest Yukon Territory, Canada. *Arctic and Alpine Research*, 12(2), 195-204. doi: 10.2307/1550516
- Johnson, P.G. (1992). Stagnant Glacier Ice, St. Elias Mountains, Yukon. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 74(1), 13-19. doi: 10.2307/521466
- Johnson, J.D., Kershaw, L.J., MacKinnon, A. et Pojar, J. (1995). *Plants of the western forest*. Edmonton, AB : Lone Pine Publishing.
- Jorgenson, M.T., Harden, J., Kanevskiy, M., O'Donnell, J., Wickland, K., Ewing, S., Manies, K., Zhuang, Q., Shur, Y., Striegl, R. et Koch, J. (2013). Reorganization of vegetation, hydrology and soil carbon after permafrost degradation across heterogeneous boreal landscapes. *Environmental Research Letters*, 8(3), 035017-13. doi: 10.1088/1748-9326/8/3/035017

- Jorgenson, M.T., Racine, C., Walters, J. et Osterkamp, T. (2001). Permafrost Degradation and Ecological Changes Associated with a Warming Climate in Central Alaska. *Climatic Change*, 48(4), 551-579. doi: 10.1023/A:1005667424292
- Jorgenson, M.T., Shur, Y. et Walker, H.J. (1998). *Evolution of a Permafrost-Dominated Landscape on the Colville River Delta, Northern Alaska*. Dans Lewkowicz, A.G. et Alard, M. (dir.) *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost*. Yellowknife, NWT
- Jorgenson, T., Yoshikawa, K., Kanevskiy, M., Shur, Y., Romanovsky, V., Marchenko, S., Grosse, G., Brown, J., and Jones, B. (2008). Permafrost characteristics of Alaska (map, sites 76 and 61). Dans Kane, D.L. et Hinkel, K.M. (dir.) *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost* (Poster). Fairbanks, AK : University of Alaska.
- Kane, D.L., Hinkel, K.M., Goering, D.J., Hinzman, L.D. et Outcalt, S.I. (2001). Non-conductive heat transfer associated with frozen soils. *Global and Planetary Change*, 29(3-4), 275-292. doi: 10.1016/s0921-8181(01)00095-9
- Kanevskiy, M. (2003). *Cryogenic structure of mountain slope deposits, northeast Russia*. Dans Haeblerli, W. et Brandovà, D. (dir.) *Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost*. Zürich, Switzerland : Glaciology and Geomorphodynamics Group – Geography Department, University of Zürich.
- Kanevskiy, M., Shur, Y., Fortier, D., Jorgenson, M. T. et 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., Shur, Y., Jorgenson, M.T., Ping, C.-L., Michaelson, G.J., Fortier, D., Stephani, E., Dillon, M. et Tumskey, V. (2013). Ground ice in the upper permafrost of the Beaufort Sea coast of Alaska. *Cold Regions Science and Technology*, 85(0), 56-70.  
doi: 10.1016/j.coldregions.2012.08.002
- Kanevskiy, M., Jorgenson, T., Shur, Y., O'Donnell, J.A., Harden, J.W., Zhuang, Q. et 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
- Knoll, G.F. 1989. *Radiation, Detection and Measurement*. New-York, NY : John Wiley and Son.
- Kokelj, S.V. et Jorgenson, M.T. (2013). Advances in Thermokarst Research. *Permafrost and Periglacial Processes*, 24(2), 108-119. doi: 10.1002/ppp.1779
- Konrad, J.-M. et Morgenstern, N. R. (1980). A mechanistic theory of ice lens formation in fine-grained soils. *Canadian Geotechnical Journal*, 17(4), 473-486. doi: 10.1139/t80-056
- Kozłowski, T. (2003b). A comprehensive method of determining the soil unfrozen water curves: 2. Stages of the phase change process in frozen soil-water system. *Cold Regions Science et Technology*, 36(1-3), 81-92. doi: 10.1016/S0165-232X(03)00006-5
- Lara, M.J., Genet, H., McGuire, A.D., Euskirchen, E.S., Zhang, Y., Brown, D.R.N., Jorgenson, M.T., Romanovsky, V., Breen, A. et Bolton, W.R. (2016). Thermokarst rates intensify due to climate change and forest fragmentation in an Alaskan boreal forest lowland. *Global Change Biology*, 22(2), 816-829. doi: 10.1111/gcb.13124
- Lawrence, D.M., Slater, A.G., Romanovsky, V.E., Nicolsky et D.J. (2008). Sensitivity of a model projection of near-surface permafrost degradation to soil column depth and representation of soil organic matter. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 113(F2), F02011. doi: 10.1029/2007JF000883
- Laxton, N.F., Burn, C.R. et Smith, C.A.S. (1996). Productivity of loessal grasslands in the Kluane Lake region, Yukon Territory, and the Beringian “Production Paradox”. *Arctic*, 49(2), 129-140. doi: 10.14430/arctic1191
- Legates, D.R., Mahmood, R., Levia, D.F., DeLiberty, T.L., Quiring, S.M., Houser, C. et Nelson, F.E. (2011). Soil moisture: A central and unifying theme in physical geography. *Progress in Physical Geography*, 35(1), 65-86. doi: 10.1177/0309133310386514

- Lev, A. et King, R.H. (1999). Spatial variation of soil development in a high arctic soil landscape: Truelove Lowland, Devon Island, Nunavut, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10(3), 289-307.  
doi: 10.1002/(SICI)1099-1530(199907/09)10:3<289::AID-PPP319>3.0.CO;2-Z
- Lewis, S.L. et Maslin, M.A. (2015). Defining the Anthropocene. *Nature*, 519(7542), 171-180.  
doi: 10.1038/nature14258
- Lewkowicz, A.G., Bonnaventure, P., Smith, S. et Kuntz, Z. (2012). Spatial and thermal characteristics of mountain permafrost, Northwest Canada. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 94(2), 195-213. doi: 10.2307/23254515
- Lipovsky, P.S. et Bond, J.D. (2014). *Yukon digital surficial geology compilation* (Digital Release 1). Whitehorse, YT : Yukon Geological Survey.
- Lipovsky, P.S. et Yoshikawa, K. (2009). Initial results from the first year of the Permafrost Outreach Program, Yukon, Canada. Dans Weston, L.H., Blackburn, L.R., and Lewis, L.L. (dir.) *Yukon Exploration and Geology 2008* (p. 161-172.). Whitehorse, YT : Yukon Geological Survey.
- M.-Lepage, J., Doré, G. et Fortier, D. (2012). Thermal effectiveness of the mitigation techniques tested at Beaver Creek Experimental road site based on a heat balance analysis (Yukon, Canada). Dans Morse, B. et Doré, G. (dir.) *Proceedings of the 15<sup>th</sup> International Specialty Conference on Cold Regions Engineering*. Québec, QC : American Society of Civil Engineering.
- M.-Lepage, J. et Doré, G. (2010). *Experimentation of mitigation techniques to reduce the effects of permafrost degradation on transportation infrastructures at Beaver Creek experimental road site (Alaska Highway, Yukon)*. Compte-rendu de la 6<sup>e</sup> Conférence Canadienne sur le Pergélisol et la 63<sup>e</sup> Conférence Canadienne de Géotechnique, 12-16 septembre, Calgary, AB.
- 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. (1974). Reticulate Ice Veins in Permafrost, Northern Canada. *Canadian Geotechnical Journal*, 11(2), 230-237. doi: 10.1139/t74-019
- Mackay, J.R. (1983). Downward water movement into frozen ground, western arctic coast, Canada. *Canadian Journal of Earth Science*, 20(15), 120-134. doi: 10.1139/e83-012
- Mackay, J.R. (1984). The Frost Heave of Stones in the Active Layer above Permafrost with Downward and Upward Freezing. *Arctic and Alpine Research* 16(4), 439-446. doi: 10.2307/1550906
- Mackay, J.R. (1990). Some observations on the growth and deformation of epigenetic, syngenetic and anti-syngenetic ice wedges. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1(1), 15-29. doi: 10.1002/ppp.3430010104
- Mausbach, M.J. et Parker, W.B. (2001). Background and history of the concept of hydric soils. Dans J.L. Richardson et Vepraskas M.J. (dir.), *Wetland soils: Genesis, hydrology, landscape and classification*. Boca Raton, FL : CRC Press LLC.
- Mazhitova, G., Malkova, G., Chestnykh, O. et Zamolodchikov, D. (2004). Active-layer spatial and temporal variability at European Russian Circumpolar-Active-Layer-Monitoring (CALM) sites. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(2), 123-139. doi: 10.1002/ppp.484
- Mathews, W.H. (1986). Physiography of the Canadian Cordillera. Geological Survey of Canada (No. 4, Map 701A). Dans Gabrielse, H. et Yorath, C.J. (dir.) *Geology of the Canadian Cordilleran Orogen in Canada* (p.403-418). Ottawa, ON : Geological Survey of Canada, Geology of Canada.
- Minasny, B., McBratney, A.B et Salvador-Blanes, S. (2008). Quantitative models for pedogenesis – A review. *Geoderma*, 144(1-2), 140-157. doi: 10.1016/j.geoderma.2007.12.013

- Moffit, F.H. (1943). Geology of the Nutzonin Mountains, Alaska (Bulletin 933-B). Dans W.C. Mendenhall (dir.), *Mineral Resources of Alaska*, p.103-199. Washington, DC : U.S. Departement of the Interior – Geological Survey.
- Morgenstern, N.R. et Nixon, J.F. (1971). One-dimensional Consolidation of Thawing Soils. *Canadian Geotechnical Journal*, 8(4), 558-565. doi: 10.1139/t71-057
- Morse, P.D, Wolfe, S.A., Kokelj, S.V. et Gaanderse, A.J.R. (2015). The Occurrence and Thermal Disequilibrium State of Permafrost in Forest Ecotopes of the Great Slave Region, Northwest Territories, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, n/a(n/a). doi: 10.1002/ppp.1858
- Müller-Lupp, W. et Bölter, B. (2003). Effect of soil freezing on physical and microbiological properties of permafrost-affected soils. Dans Haerberli, W. et Brandovà, D. (dir.) *Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost*. Zürich, Switzerland : Glaciology and Geomorphodynamics Group – Geography Department, University of Zürich.
- Murton, J.B. et French, H.M. (1994). Cryostructures in permafrost, Tuktoyaktuk coastlands, western arctic Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 31(4), 737-747. doi: 10.1139/e94-067
- O'Neill, H.B., Burn, C.R., Kokelj, S.V. et Lantz, T.C. (2015). 'Warm' Tundra: Atmospheric and Near-Surface Ground Temperature Inversions Across an Alpine Treeline in Continuous Permafrost, Western Arctic, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 26(2), 103-118. doi: 10.1002/ppp.1838
- Oldenborger, G.A., LeBlanc, A.M., Stevens, C.W., Chartrand, J. et Loranger, B. (2015). *Geophysical imaging of permafrost conditions along the northern Yukon Alaska Highway*. Compte-rendu de la 7<sup>e</sup> Conférence Canadienne sur le Pergélisol et 68<sup>e</sup> Conférence Canadienne de Géotechnique, 20-23 septembre, Québec, QC.
- Osterkamp, T.E., Jorgenson, M.T., Schuur, E.A.G., Shur, Y.L., Kanevskiy, M.Z., Vogel, J.G., et Tumskey, V.E. (2009). Physical and ecological changes associated with warming

- permafrost and thermokarst in Interior Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 20(3), 235-256. doi: 10.1002/ppp.656
- Osterkamp, T.E. et Romanovsky, V.E. (1999). Evidence for warming and thawing of discontinuous permafrost in Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10(1), 17-37. doi: 10.1002/(sici)1099-1530(199901/03)10:1<17::aid-ppp303>3.0.co;2-4
- Pettapiece, W.W. (1975). Soils of the Subarctic in the Lower Mackenzie Basin. *Arctic*, 28(1), 35-53. doi: 10.14430/arctic2812
- Phillips, J.D. (1992). Nonlinear dynamical systems in geomorphology: Revolution or evolution? *Geomorphology*, 5(3), 219-229. doi: 10.1016/0169-555X(92)90005-9
- Phillips, J.D. (1998). On the relations between complex systems and the factorial model of soil formation (with Discussion). *Geoderma*, 86(1-2), 1-21. doi: 10.1016/S0016-7061(98)00054-8
- Phillips, J.D. (1999). Divergence, Convergence, and Self-Organization in Landscapes. *Annals of the Association of American Geographers*, 89(3), 466-488. doi: 10.1111/0004-5608.00158
- Phillips, J.D. (2006). Deterministic chaos and historical geomorphology: A review and look forward. *Geomorphology*, 76(1-2), 109-121. doi: 10.1016/j.geomorph.2005.10.004
- Phillips, J.D. (2014). State transitions in geomorphic responses to environmental change. *Geomorphology* 204(0), 208-216. doi: 10.1016/j.geomorph.2013.08.005
- Pihlainen, J.A. (1963). *A Review of Muskeg and its Associated Engineering Problems* (CRREL Technical Report 97). Hanover, NH : U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory.
- Ping, C.L., Michaelson, G.J., Kimble, J.M., Romanovsky, V.E., Shur, Y.L., Swanson, D.K. et Walker, D.A. (2008). Cryogenesis and soil formation along a bioclimate gradient in

- Arctic North America. *Journal of Geophysical Research*, 113(G3S12) doi: 10.1029/2008JG000744
- Porkhaev, G.V. (1959). Thermal physical principles of controlling the interaction between structures and frozen soils. Dans *Principle of Geocryology – Part II – Engineering Geocryology* (Chap. IV, p.80-117; Traduit par G. Belkov). Moscow, Russia : Academy of Sciences of the U.S.S.R.
- Porter, S.C. et Denton, G.H. (1967). Chronology of neoglaciation in the North American Cordillera. *American Journal of Science*, 265(3), 177-210. doi: 10.2475/ajs.265.3.177
- Pye, K. (1995). The nature, origin and accumulation of loess. *Quaternary Science Reviews*, 14(7-8), 653-667.
- Quinton, W.L., Shirazi, T., Carey, S.K., et Pomeroy, J.W. (2005). Soil water storage and active-layer development in a sub-alpine tundra hillslope, southern Yukon Territory, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16(4), 369-382. doi: 10.1002/ppp.543
- Rampton, V.N. (1970). Neoglacial fluctuations of the Natazhat and Klutlan Glaciers, Yukon Territory, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 7(5), 1236-1263. 10.1139/e70-118
- Rampton, V.N. (1971a). Late Pleistocene Glaciations of the Snag-Klutlan Area, Yukon Territory. *Arctic*, 24(4), 277-300. doi: 10.14430/arctic3142
- Rampton, V.N. (1971b). Late Quaternary Vegetational and Climatic History of the Snag-Klutlan Area, Southwestern Yukon Territory, Canada. *Geological Society of America Bulletin*, 82(4), 959-978. doi: 10.1130/0016-7606(1971)82[959:LQVACH]2.0.CO;2
- Rampton, V.N. (1980). *Surficial geology and geomorphology, Koidern Mountain, Yukon Territory* (Preliminary Map 5-1978, scale 1:100,000). Ottawa, ON : Geological Survey of Canada.

- Raynolds, M.K., Walker, D.A., Ambrosius, K.J., Brown, J., Everett, K.R., Kanevskiy, M., (...) et Webber, P.J. (2014). Cumulative geocological effects of 62 years of infrastructure and climate change in ice-rich permafrost landscapes, Prudhoe Bay Oilfield, Alaska. *Global Change Biology*, 20(4), 1211-1224. doi: 10.1111/gcb.12500
- Reimchen, D., Fortier, D., Doré, G., Stanley, B. et Walsh, R. (2009). *Cost and Constructability of Permafrost Test Sections Along the Alaska Highway, Yukon*. Compte-rendu de la Conférence Annuelle de l'Association des Transports du Canada : Transportation in a Climate of Change (18-21 octobre, 2009, p.1-20). Vancouver, BC.
- Reimchen, D., Stanley, B., Walsh, R., Doré, G. et Fortier, D. (2010). *Reducing maintenance requirements on permafrost-affected highways: Permafrost test sections along the Alaska Highway*. Compte-rendu du 13<sup>e</sup> Congrès International de la Viabilité Hivernale : La viabilité hivernale durable au service des usagers (8-11 février, 2010), Québec, Canada. doi: 10.13140/2.1.4777.7609
- Ressources naturelles Canada (RNCCan). (2009). *GéoBase – Couverture du sol, circa 2000-vectorielle [Feuillet 115K]*. Sherbrooke, QC : Centre canadien de cartographie et d'observation de la Terre.
- Ressources Naturelles Canada (RNCCan). (2014a). *Atlas du Canada, données à l'échelle nationale 1/1 000 000 : Limites polygones*. Sherbrooke, QC : Centre canadien de cartographie et d'observation de la Terre.
- Ressources Naturelles Canada (RNCCan). (2014b). *Atlas du Canada, données à l'échelle nationale 1/1 000 000 : Routes*. Sherbrooke, QC : Centre canadien de cartographie et d'observation de la Terre.
- Reyes, A.V., Luckman, B.H., Smith, D.J., Clague, J.J., et Van Dorp, R.D. (2006). Tree-Ring Dates for the Maximum Little Ice Age Advance of Kaskawulsh Glacier, St. Elias Mountains, Canada. *Arctic*, 59(1), 14-20. doi: 10.14430/arctic359

- Richardson, J.L., Arndt, J.L. et Montgomery, J.A. (2001). Hydrology of wetland and related soils. Dans Richardson, J.L. et Vepraskas, M.J. (dir), *Wetland soils: Genesis, hydrology, landscape and classification*. Boca Raton, FL : CRC Press LLC.
- Ritter, D.F., Kochel, R.C. et Miller, J.R. (2002). *Process Geomorphology*. New-York, NY : McGraw-Hill Higher Education.
- Romanovsky, V. E. and T. E. Osterkamp (2000). Effects of unfrozen water on heat and mass transport processes in the active layer and permafrost. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11(3), 219-239.
- Rowland, J.C., Jones, C.E., Altmann, G., Bryan, R., Crosby, B.T., Hinzman, L.D., Kane, D.L., Lawrence, D.L., Mancino, A, Marsh, P., McNamara, J.P., Romanovsky, V.E., Toniolo, H., Travis, B.J., Trochim, E., Wilson, C.J. et Geernaert, G.L. (2010). Arctic Landscapes in Transition: Responses to Thawing Permafrost. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 91(26), 229-230. doi: 10.1029/2010EO260001
- Rydin, H. et Jeglum, J. (2006). *The biology of Peatlands*. New York, NY : Oxford University Press.
- Sanborn, P.T., Smith, D.A.S., Froese, D.G., Zazula, D.G. et Westgate, J.A. (2006). Full-glacial paleosols in perennially frozen loess sequences, Klondike goldfields, Yukon Territory, Canada. *Quaternary Research*, 66(1), 147-157. doi: 10.1016/j.yqres.2006.02.008
- Sánchez, J.M., Caselles, V. et Rubio, E.M. (2010). Analysis of the energy balance closure over a FluxNet boreal forest in Finland. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(8), 1487-1497. doi: 10.5194/hess-14-1487-2010
- Schaller, M., Blum, J.D. et Ehler, T.A. (2009a). Combining cosmogenic nuclides and major elements from moraine soil profiles to improve weathering rate estimates. *Geomorphology*, 106(3-4), 198-205. doi: 10.1016/j.geomorph.2008.10.014

- Schaller, M., Ehler, T.A., Blum, J.D. et Kallenberg, M.A. (2009b). Quantifying glacial moraine age, denudation, and soil mixing with cosmogenic nuclide depth profiles. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 114(F1). doi: 10.1029/2007JF000921
- Schaller, M., Ehler, T.A. et Blum, J.D. (2010). Soil transport on a moraine foreslope. *Geomorphology*, 115(1-2), 117-128. doi: 10.1016/j.geomorph.2009.09.040
- Scherler, M. et al. (2010). Meltwater infiltration into the frozen active layer at an alpine permafrost site. *Permafrost and Periglacial Processes* 21(4), 325-334. doi: 10.1002/ppp.694
- Schirmer, L., Froese, D., Tumskey, V., Grosse, G et Wetterich, S. (2013). Permafrost and Periglacial Features – Yedoma: Late Pleistocene Ice-Rich Syngenetic Permafrost of Beringia. Dans Elias, S.A.(dir.). *Encyclopedia of Quaternary Science* (2<sup>e</sup> éd. – p.542-552). Amsterdam, Netherland : Elsevier. doi: 10.1016/B978-0-444-53643-3.00106-0
- Schweger, C.E. et Janssens, J.A.P. (1980). Paleoecology of the Boutellier Nonglacial Interval, St-Elias Mountains, Yukon Territory, Canada. *Arctic et Alpine Research*, 12(3), 309-317. doi: 10.2307/1550717
- Scudder, G.G.E. (1997). Environment of Yukon. Dans H.V. Dank et Downes, J.A. (dir.), *Insects of the Yukon* (p.13-57). Ottawa, ON : Biological Survey of Canada – Terrestrial Arthropods.
- Seppälä, M. (2004). *Wind as a Geomorphic Agent in Cold Climates*. Cambridge, UK : Cambridge University Press.
- Sheng, D., Axelsson, K. et Knutsson, S. (1995a). Frost Heave due to Ice Lens Formation in Freezing Soils: 1. Theory and Verification. *Nordic Hydrology*, 26(2), 125-146.
- Sheng, D., Axelsson, K. et Knutsson, S. (1995b). Frost Heave due to Ice Lens Formation in Freezing Soils: 2. Field Application. *Nordic Hydrology*, 26(2), 147-168.

- Shur, Y. L. (1988). The upper horizon of permafrost soils. Dans Senneset, K. (dir.) *Proceedings of the Fifth International Conference on Permafrost* (Vol. 1, p.867–871). Trondheim, Norway : Tapir.
- Shur, Y., French, H.M., Bray, M.T. et 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. et 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. et Jorgenson, M.T. (1998). Cryostructure development on the floodplain of the Colville River Delta, Northern Alaska. Dans Lewkovicz, A.G. et Allard, M. (dir.) *Proceedings of the Seventh International Conference on Permafrost*. Yelloknife, NWT.
- Shur, Y.L. et Jorgenson, M.T. (2007). Patterns of permafrost formation and degradation in relation to climate and ecosystems. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18(1), 7-19. doi: 10.1002/ppp.582
- Shur, Y. et Zhestkova, T. (2003). Cryogenic structure of glacio-lacustrine deposit. Dans Haeberli, W. et Brandovà, D. (dir.) *Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost*. Zürich, Switzerland : Glaciology and Geomorphodynamics Group – Geography Department, University of Zürich.
- Skyttner, L. (2001). *General systems theory: Ideas and applications*. Singapore, Singapore : World Scientific Publishing Co.
- Sliger, M. et Fortier, D. (2014). *Beaver Creek soil: From genesis to physical properties*. 5<sup>ième</sup> Atelier Annuel du Réseau Canadien d'Experts sur le Pergélisol, 4-7 juin, Dawson, YT.
- Smith, C.A.S., Meikle, J.C., et Roots, C.F. (dir.) (2004). *Ecoregions of the Yukon Territory: Biophysical properties of Yukon landscapes* (PARC Technical Bulletin No. 04-01). Summerland, BC : Agriculture and Agri-Food Canada.

- Smith, M.W. et Riseborough, D.W. (2002). Climate and the limits of permafrost: a zonal analysis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13(1), 1-15.
- Smith, S.L., Romanovsky, V.E., Lewkowicz, A.G., Burn, C.R., Allard, M., Clow, G. D., Yoshikawa, K. et Throop, J. (2010). Thermal state of permafrost in North America: a contribution to the international polar year. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(2), 117-135. doi: 10.1002/ppp.690
- Snytko, V.A. et Semenov, Y.M. (2008). *Methodology of landscape research: The study of geosystem structure, development and functioning in Siberia*. (Dissertation #9). Sosnowiec, Poland : Dissertations Commission of Cultural Landscape.
- Steinhart, J.S. et Hart, S.R. (1968). Calibration curves for thermistors. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 15(4), 497-503.
- Stephani, E. (2013). *Permafrost geosystem assessment at the beaver creek road experimental site (Alaska Highway, Yukon, Canada)* (Mémoire de maîtrise, University of Alaska Fairbanks). Fairbanks, AK. Version imprimée.
- Stephani, E., Fortier, D. et Shur, Y. (2010). *Applications of cryofacies approach to frozen ground engineering – Case study of a road test site along the Alaska Highway (Beaver Creek, Yukon, Canada)*. Compte-rendu de la 6<sup>e</sup> Conférence Canadienne sur le Pergélisol et la 63<sup>e</sup> Conférence Canadienne de Géotechnique, 12-16 septembre, Calgary, AB.
- Stephani, E., Fortier, D., Shur, Y., Doré, G. et Stanley, B. (2008). Preservation of the Alaska Highway. Dans Kane, D.L. et Hinkel, K.M. (dir.) *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost*. Fairbanks, AK : University of Alaska.
- Stephani, E., Fortier, D., Shur, Y. et Kanevskiy, M. (2012). *Cryofacies Evidences of a Yedoma (?) Development during the Last Glacial Maximum in Yukon along the Current Alaska Border* (Abstract C13A-0604). Affiche présentée au American Geophysical Union 2012 Fall Meeting, 3-7 December, San Francisco, CA

- Stephani, E., Fortier, D., Shur, Y., Fortier, R. et Doré, G. (2014). A geosystems approach to permafrost investigations for engineering applications, an example from a road stabilization experiment, Beaver Creek, Yukon, Canada. *Cold Regions Science and Technology*, 100(0), 20-35. doi: 10.1016/j.coldregions.2013.12.006
- Strahler, A. et Strahler, A. (1992). *Modern Physical Geography* (4<sup>e</sup> éd.). New-York, NY: John Wiley and Sons.
- Swanson, D.K. (1996a). Soil geomorphology on bedrock and colluvial terrain with permafrost in central Alaska, USA. *Geoderma*, 71(1-2), 157-172.  
doi: 10.1016/0016-7061(96)00003-1
- Swanson, D.K. (1996b). Susceptibility of Permafrost Soils to Deep Thaw after Forest Fires in Interior Alaska, U.S.A., and Some Ecologic Implications. *Arctic and Alpine Research*, 28(2), 217-227. doi: 10.2307/1551763
- Tarnocai, C. (2009). The Impact of Climate Change on Canadian Peatlands. *Canadian Water Resources Journal*, 34(4), 453-466.
- Tempelman-Kluit, D.J. (1974). *Reconnaissance geology of Aishihik Lake, snag and part of Stewart River map-areas, West Central Yukon* (Paper 73-41 – Snag Area – Preliminary map 16-1973). Ottawa, ON : Geological Survey of Canada.
- Terasmae, J. (1973). Postglacial history of Canadian Muskeg. Dans Radforth, N.W. et Brawner, C.O. (dir.), *Muskeg and the Northern Environment in Canada*. Toronto, ON : University of Toronto Press.
- Thomas, M.F. (2001). Landscape sensitivity in time and space – An introduction. *Catena*, 42(2-4), 83-98. doi: 10.1016/S0341-8162(00)00133-8
- Tricart, J. (1965). *Principes et Méthodes en Géomorphologie*. Paris, France : Masson.
- Tsoar, H. et Pye, K. (1987). Dust transport and the question of desert loess formation. *Sedimentology*, 34(0), 139–153.

- Turner, D.G., Ward, B.C., Bond, J.D., Jensen, B.J.L., Froese, D.G., Telka, A.M., Zazula, G.D. et Bigelow, N.H. (2013). Middle to Late Pleistocene ice extents, tephrochronology and paleoenvironments of the White River area, southwest Yukon. *Quaternary Science Reviews*, 75(0), 59-77. 10.1016/j.quascirev.2013.05.011
- Turetsky, M. R., Bond-Lamberty, B., Euskirchen, E., Talbot, J., Froking, S., McGuire, A.D. et Tuittila, E-S. (2012). The resilience and functional role of moss in boreal and arctic ecosystems. *New Phytologist*, 196(1), 49-67.
- van Cleve, K., Dyrness, C.T., Viereck, L.A., Fox, J., Chapin III, F.S. et Oechel, W. (1983). Taiga Ecosystems in Interior Alaska. *BioScience*, 33(1), 39-44. doi: 10.2307/1309243
- van Everdingen, R.O. (dir.) (1998 révisée en mai 2005). *Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms*. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center.
- Vermaire, J.C. et Cwynar, L.C. (2010). A revised late-Quaternary vegetation history of the unglaciated southwestern Yukon Territory, Canada, from Antifreeze and Eikland ponds. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 47(1), 75-88. doi: 10.1139/e09-075
- Verpaelst, M., Fortier, D. et Paquette, M. (2015). Mass movement by solifluction and syngenetic dynamic of permafrost in the High Arctic, Ward Hunt Island, Canadian high Arctic. *Réunion conjointe de l'AGC-AGU-AMC-UGC*, 3-7 mai, Montréal, QC.
- Viereck, L.A. (1970). Forest Succession and Soil Development Adjacent to the Chena River in Interior Alaska. *Arctic and Alpine Research*, 2(1), 1-26. doi: 10.2307/1550138
- Viereck, L.A., Dyrness, CT., Batten, A.R. et Wenzlick, K.J. (1992). *The Alaska Vegetation Classification* (General Technical Report PNW-GTR-286). Portland, OR : U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Pacific Northwest Research Station.
- Viereck, L.A., Dyrness, C.T., van Cleve, K. et Foote, M.J. (1983). Vegetation, soils, and forest productivity in selected forest types in interior Alaska. *Canadian Journal of Forest Research*, 13(5), 703-720. doi: 10.1139/x83-101

- Walsh, R. (2014). *A five year review of research at the Beaver Creek Road Experimental Site*.  
Présenté au 5<sup>ième</sup> Atelier Annuel du Réseau Canadien d'Experts sur le Pergélisol, 4-7  
juin, Dawson, YT.
- Walker, D.A., Raynolds, M.K., Buchhorn, M. et Peirce J.L. (dir.). (2014). *Landscape and  
permafrost changes in the Prudhoe Bay Oilfield, Alaska. Alaska* (Geobotany Center  
Publication AGC 14-01). Fairbanks, AK : University of Alaska Fairbanks.
- Walter, K.M., Edwards, M.E., Grosse, G., Zimov, S.A. et Chapin III, F.S. (2007). Thermokarst  
Lakes as a Source of Atmospheric CH<sub>4</sub> During the Last Deglaciation. *Science*,  
318(5850), 633-636. doi: 10.1126/science.1142924
- Walker, X. et Johnstone, J.F. (2014). Widespread negative correlations between black spruce  
growth and temperature across topographic moisture gradients in the boreal forest.  
*Environmental Research Letters* 9(6), 064016. doi: 10.1088/1748-9326/9/6/064016
- Ward, B.C., Bond, J.D. et Gosse, J.C. (2007). Evidence for a 55-50 ka (Early Wisconsin)  
glaciation of the Cordilleran ice sheet, Yukon Territory, Canada. *Quaternary Research*,  
68(1), 141-150. doi: 10.1016/j.yqres.2007.04.002
- Warner, B.G. et Rubec, C.D.A. (1997). *Système de Classification des Terres Humides du  
Canada* (2<sup>e</sup> éd.). Waterloo, ON : Centre de recherche sur les terres humides.
- Wisser, D., Marchenko, S., Talbot, J., Treat, C. et Frohking, S. (2011). Soil  
temperature response to 21<sup>st</sup> century global warming: the role of and some implications  
for peat carbon in thawing permafrost soils in North America. *Earth System Dynamics*,  
2(0), 161–210. doi: 10.5194/esd-2-121-2011
- Wilding, L.P. et Lin, H. (2006). Advancing the frontiers of soil science towards a geoscience.  
*Geoderma*, 131(3-4), 257-274. doi: 10.1016/j.geoderma.2005.03.028
- Yi, S., et al. (2007). Impacts of peat and vegetation on permafrost degradation under climate  
warming. *Geophysical Research Letters*, 34(16), L16504. doi: 10.1029/2007GL030550

- Zhang, T., Osterkamp, T.E. et Stamnes, K. (1996). Influence of the Depth Hoar Layer of the Seasonal Snow Cover on the Ground Thermal Regime. *Water Resources Research*, 32(7), 2075-2086. doi: 10.1029/96WR00996
- Zoltai, S.C. et Pollett, F.C. (1983). Wetlands in Canada: their classification, distribution, and use (Chapitre 8). Dans A.J.P. Gore (dir.). *Mires: Swamp. Bog. Fen and Moor*. Amsterdam, Netherland : Elsevier Scientific Publishing Company.
- Zoltai, S.C. et Tarnocai, C. (1975). Perennially Frozen Peatlands in the Western Arctic and Subarctic of Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 12(1), 28-43. doi: 10.1139/e75-004
- Zottola, J., Darrow, M., Daanen, R., Fortier, D. et deGrandpré, I. (2012) Investigating the Effects of Groundwater Flow on the Thermal Stability of Embankments over Permafrost. *Cold Regions Engineering*, 2012(0), 601-611. doi: 10.1061/9780784412473.060



## Liste des annexes

- Annexe 1 – Fichier de correction topographique RINEX ..... Annexe 1-I
- Annexe 2 – Localisation des données sources du modèle d'altitude .... Annexe 2-I
- Annexe 3 – Interprétation des limites écologiques ..... Annexe 3-I
- Annexe 4 – Relevé botanique ..... Annexe 4-I
- Annexe 5 – Pédologie et stratigraphie de la couche active ..... Annexe 5-I et 5-VI
- Annexe 6 – Acquisition et affichage des températures sous la route ... Annexe 6-I et -XII
- Annexe 7 – Distributions granulométriques moyennes ..... Annexe 7-I et 7-II
- Annexe 8 – Dérive des constantes pour les thermistances installées ... Annexe 8-I et 8-II  
dans les puits
- Annexe 9 – Profils thermiques mesurés ponctuellement dans les puits . Annexe 9-I et 9-II
- Annexe 10 – Détail des assemblages pédo-sédimentaires ..... Annexe 10-I à 10-X
- Annexe 11 – Détail des assemblages cryogéniques ..... Annexe 11-I à 11-VII
- Annexe 12 – Distribution de la glace intrasédimentaire et des ..... Annexe 12-I et 12-II  
assemblages pédo-sédimentaires
- Annexe 13 – Article de conférence : ..... Annexe 13-I à 13-VIII  
Sliger, M., Fortier, D., deGrandpré, I. et Lapointe Elmrabti, L. (2015).  
*Incidences of Late Pleistocene-Holocene climate on the concurrent  
landscape and permafrost development of the Beaver Creek region,  
south-western Yukon, Canada.* Compte-rendu de la 7<sup>e</sup> Conférence  
Canadienne sur le Pergélisol et 68<sup>e</sup> Conférence Canadienne de  
Géotechnique, 20-23 septembre, Québec, QC.

# Annexe 1 – Fichier de correction topographique RINEX

Les coordonnées / écarts-types (95%) calculées pour le fichier RINEX 67770730 sont les suivantes:

- Latitude (NAD83(SCRS)), 62 20 08.6869 (dms) / 0.003 (m)
- Longitude (NAD83(SCRS)), -140 49 57.9069 (dms) / 0.005 (m)
- Hauteur ellipsoïdale (NAD83(SCRS)), 718.196 (m) / 0.011 (m)

UTM (Nord)

- Ordonnée: 6911594.740m
- Abscisse: 508663.442m
- Zone: 7
- Facteur échelle: 0.99960092 (point) 0.99948825 (combiné)

MTM (Nord)

- Ordonnée: 6914203.499m
- Abscisse: 365279.209m
- Zone: 32
- Facteur échelle: 0.99994479 (point) 0.99983208 (combiné)

Hauteur orthométrique CGVD2013: 704.677 m

Coordonnées cartésiennes (X Y Z en mètres) -2302225.170, -1875458.655, 5626621.280

Orbites et horloges utilisées: RNCAN rapide

Données GNSS: GPS\_et\_GLONASS

Ellipsoïde utilisé pour la transformation de (x,y,z) à (lat,long,h) WGS84

Version du logiciel: 1.05 34613

URL du fichier sommaire (PDF),

[http://webapp.csrn.nrcan.gc.ca/field/data/20140324\\_0448\\_67770730/zip\\_dir\\_1/67770730.pdf](http://webapp.csrn.nrcan.gc.ca/field/data/20140324_0448_67770730/zip_dir_1/67770730.pdf)

URL du fichier des résiduelles d'observations et des azimutes et altitudes des satellites:

[http://webapp.csrn.nrcan.gc.ca/field/data/20140324\\_0448\\_67770730/zip\\_dir\\_1/67770730\\_res.zip](http://webapp.csrn.nrcan.gc.ca/field/data/20140324_0448_67770730/zip_dir_1/67770730_res.zip)

Pour nous rejoindre afin de signaler un problème technique ou nous faire parvenir vos commentaires ou vos suggestions:

*Division des levés géodésiques*

*Centre canadien de télédétection*

*Ressources naturelles du Canada*

*Gouvernement du Canada*

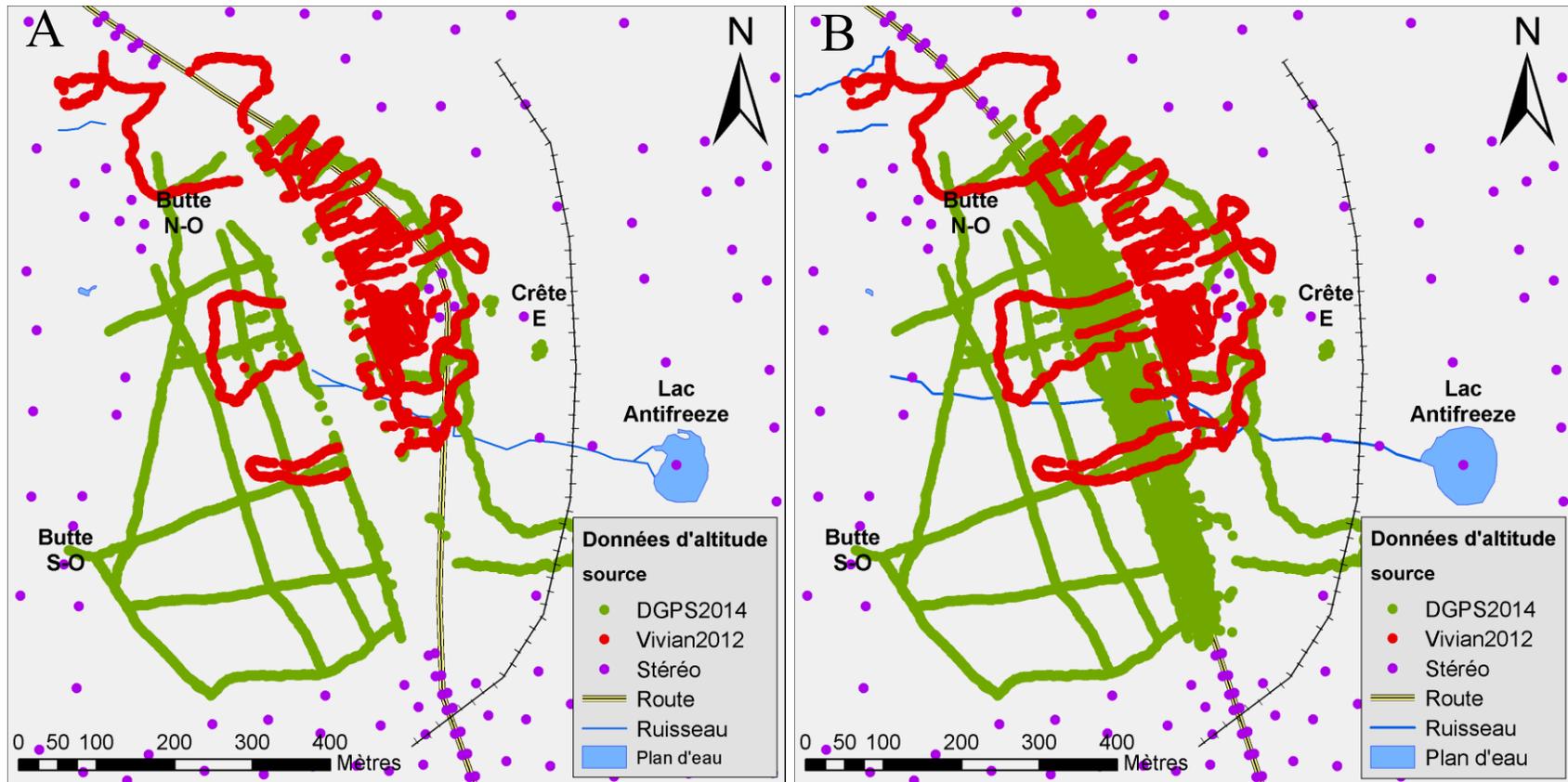
*615 rue Booth, pièce 440*

*Ottawa (Ontario) K1A 0E4*

*Téléphone: 613-995-4410 Télécopieur: 613-995-3215*

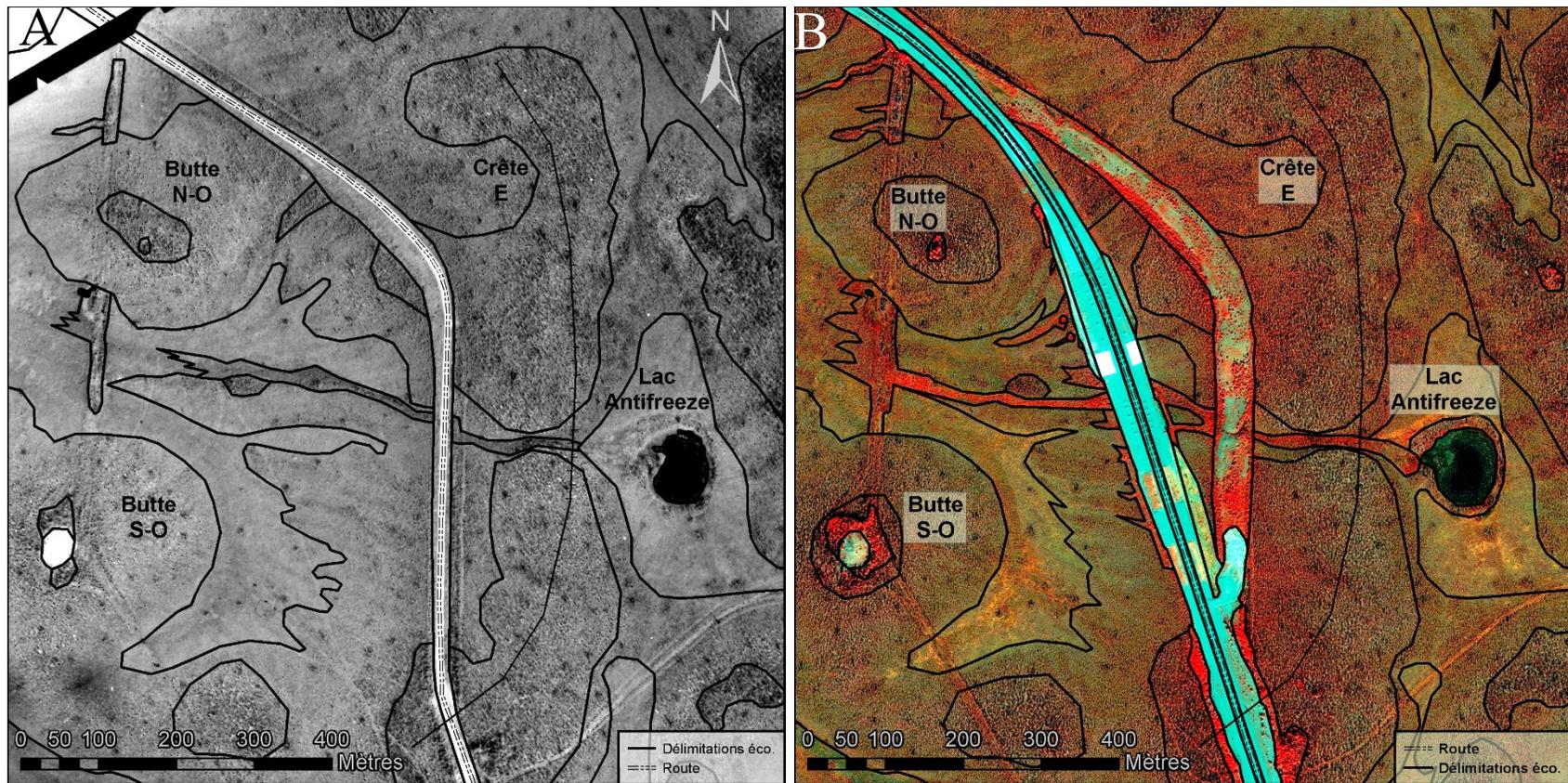
*Courriel: [information@geod.nrcan.gc.ca](mailto:information@geod.nrcan.gc.ca)*

## Annexe 2 – Données sources du modèle d’altitude



Distribution des données d’altitude utilisées pour la création des modèles d’altitude de A) 1975 et de B) 2010 selon la méthode d’acquisition. Aucune carte ne figure pour 2014, car sa différence avec 2010 est invisible à cette échelle.

### Annexe 3 – Interprétation des limites écologiques



Interprétation des limites écologiques sur les images originales: A) photo aérienne datant de 1975 et B) image satellite datant de 2010.

## Annexe 4 – Relevé botanique

		Forêt boréale		Milieu humide		Milieu humide arbustif	
Nom commun	Nom latin	Couverture	Hauteur	Couverture	Hauteur	Couverture	Hauteur
<u>Étage 1 – Plancher</u>		<u>100%</u>		<u>100%</u>		<u>100%</u>	
Buttes de linaigrette	<i>Eriophorum spp.</i>	15%		50%	0.3m	60%	0.5m
Mousses*	<i>Aulacomnium palustre</i> *	50%		30%		10%	
Sphaigne	<i>Sphagnum spp.</i>	15%		17%		20%	
Lichen**	<i>Cladina spp.</i> **	20%		1%		5%	
Fond à découvert	-----	0%		2%		5%	
<u>Étage 2 – Arbustes nains</u>		<u>25%</u>		<u>32%</u>		<u>22%</u>	
Thé du Labrador	<i>Ledum groenlandicum</i>	12%		3%		5%	
Canneberge	<i>Oxycoccus microcarpus</i>	3%		3%		5%	
Camarine noire	<i>Empetrum nigrum</i>	2%		3%		5%	
Chicouté	<i>Rubus chamaemorus</i>	<1%		1%		1%	
Bleuet	<i>Vaccinium caespitosum</i>	1%		0%		<1%	
Raisin d'ours	<i>Arcostaphylos uva-ursi</i>	<1%		1%		<1%	
Calamagrostide pourpre	<i>Calamagrostis purpurescens</i>	3%		0%		0%	
Graminée quelconque	<i>Poaceae...</i>	0%		10%		5%	
Prêle des bois	<i>Equisetum sylvaticum</i>	1%		0%		0%	
Tussilage fléché	<i>Petasites sagittatus</i>	3%		1%		<1%	
<u>Étage 3 – Arbres et arbustes</u>		<u>50%</u>		<u>17%</u>		<u>35%</u>	
Épinette noire	<i>Picea mariana</i>	30%	1-8m	10%	<1m	5%	1-3m
Saule	<i>Salix spp.</i>	10%	1-3m	2%	<1m	5%	1-3m
Bouleau nain	<i>Betula nana et/ou glandulosa</i>	0%		5%	<1m	20%	<1m
Bouleau à papier	<i>Betula papyrifera</i>	1%	3m	0%		0%	
Aulne blanc	<i>Alnus incana</i>	0%		0%		5%	
Aulne crispé	<i>Alnus viridis var. crispa</i>	9%	1-3m	0%		0%	
* <i>Aulacomnium palustre</i> et <i>Hylocomium splendens</i> dans la forêt et non identifiés dans le milieu humide.							
** <i>Cladina mitis</i> , <i>C. stellaris</i> et <i>C. rangiferina</i> dans la forêt et <i>Peltigera aptosa</i> dans le milieu humide.							

Détail de l'assemblage floristique décrit pour certaines couvertures de sol végétalisé.

## Annexe 5 – Pédologie et stratigraphie de la couche active

Nom des points décrits	Coordonnées géographiques (UTM, zone 7N)		Altitude (m)	Profondeur du fond du matériel (en cm)									Classe du sol (GTCS, 2002)	Épaisseur de la couche active (en cm)	
				<i>Taux de décomposition apparent (échelle de Von Post (GTCS, 2002))</i>								Tourbe silteuse			Silt tourbeux
	Y	X	Z	VP1	VP2	VP3	VP4	VP5	VP6	VP8					
Gr1A															
Top3	6911954.784	508786.6923	708.918	5				12			20	32	81	CRST.GQ.tx.lg	81
p96	6911949.721	508779.2472	708.918	6	9	14							82	CRST.GQ.tx.lg	82
p97	6911949.556	508787.2748	708.918	7	10								72	CRST.GQ.tx.lg	72
p98	6911954.354	508790.1057	708.918	9		14		25					59	CRST.GQ.tx.lg	59
p99	6911962.601	508787.4317	708.918	5	21			41					59	CRST.GQ.tx.lg	59
p100	6911957.736	508783.7929	708.918	5	9	14						28	59	CRST.GQ.tx.lg	59
Gr1B															
Slope4	6912015.677	508722.4245	706.078	10							31		46	CRST.GQ.tx.lg	46
p101	6912007.858	508721.3857	706.078	29				43						CROG.ME.tm	43
p102	6912016.054	508723.9649	706.078	23			31						43	CRST.GQ.tx.lg	43
p103	6912019.992	508726.4987	706.078	26	30	36	43							CROG.ME.tm	43
p104	6912020.658	508720.2673	706.078	25		29						41	56	CRST.GQ.tx	56
p105	6912018.342	508716.8565	706.078	16		39							51	CRST.GQ.tx	51
Gr1C															
S3	6911960.439	508421.816	692.798	25			33					59		CRST.GQ.tx	59
S2	6911949.176	508395.5051	692.282	14			20				54			CROG.METE.tm	54
S1	6911945.692	508364.7851	690.958	18				41				51		CROG.METE.tm	51
S0	6911953.808	508331.9835	690.528	30							38	52		CROG.GA.tm	52
p106	6911952.466	508336.3712	690.528	12	28			49				61		CRST.GQ.tx	61
p107	6911953.3	508333.882	690.528	2	12			39				51		CROG.METE.tm	51
p108	6911952.877	508329.1158	690.528	2		14		28				56		CROG.METE.tm	56
p109	6911952.44	508326.1346	690.528	2	23			39				67		CRST.GQ.tx	67
p110	6911953.23	508324.8864	690.528	4	22			52				58		CROG.GA.tm	58
Gr1E															

Nom des points décrits	Coordonnées géographiques (UTM, zone 7N)		Altitude (m)	Profondeur du fond du matériel (en cm)								Classe du sol (GTCS, 2002)	Épaisseur de la couche active (en cm)		
				<i>Taux de décomposition apparent (échelle de Von Post (GTCS, 2002))</i>										Tourbe silteuse	Silt tourbeux
	Y	X	Z	VP1	VP2	VP3	VP4	VP5	VP6	VP8					
p111	6911927.647	508426.4569	692.756					25						CROG.ME.tm	25
p112	6911928.209	508420.1862	692.756					36						CROG.ME.tm	36
p113	6911926.801	508413.3217	692.756					8						CROG.ME.tm	8
p114	6911930.137	508414.112	692.756					34						CROG.ME.tm	34
p115	6911932.575	508414.831	692.756	20				37						CROG.ME.tm	37
Gr1D															
p116	6911998.117	508429.1708	693.48	20	28			36					44	CRST.GQ.tx	44
p117	6911998.582	508427.6935	693.48	20	41									CROG.ME.tm	41
p118	6911998.648	508420.8907	693.48	10	35									CROG.ME.tm	35
p119	6911998.407	508414.0711	693.48	20	36			40				42		CRST.GQ.tx	42
p120	6912003.049	508433.1087	693.48	10	22			32						CROG.ME.tm	32
Gr2A															
DSA				3	10								78	CRST.GQ.tx.lg	78
DSB	6912060.31	508547.9474	700.256	3	10			19					68	CRST.GQ.tx.lg	68
DSC				5	20			34					39	CRST.GQ.tx.lg	39
DSD				15			25					46		CRST.GQ.tx.lg	46
Gr2C															
G01f				3	7								97		97
BH12-...															
997				5	19							65			65
998					24	39						118			118
1003															
1004												58			58
1005												63			63
p01	6911932.728	508592.801	697.569	18		31	37	47						CROG.ME.tm	47
p02	6911940.643	508605.2622	698.221	20	33	37								CROG.ME.tm	37
p03	6911945.744	508615.872	698.729	10	20							35		CROG.ME.tm	35
p04	6911945.29	508629.3146	699.69	15							20		30	CROG.METE.tm	30

Nom des points décrits	Coordonnées géographiques (UTM, zone 7N)		Altitude (m)	Profondeur du fond du matériel (en cm)								Classe du sol (GTCS, 2002)	Épaisseur de la couche active (en cm)		
				<i>Taux de décomposition apparent (échelle de Von Post (GTCS, 2002))</i>										Tourbe silteuse	Silt tourbeux
	Y	X	Z	VP1	VP2	VP3	VP4	VP5	VP6	VP8					
p05	6911927.805	508632.4339	698.873	20	30									CROG.ME.tm	30
p06	6911919.166	508632.0819	698.704	10	15	20					30	44		CROG.METE.tm	44
p07	6911915.095	508619.0699	700.793	20		30					40		45	CROG.METE.tm	45
p08	6911924.53	508610.5355	698.082	10	15	25				32		37		CROG.METE.tm	37
p09	6911920.25	508598.2669	697.898	18					23	32				CROG.ME.tm	32
p10	6911908.577	508601.7575	697.841	10	20				30			38		CROG.METE.tm	38
p11	6911900.005	508607.2732	698.107	15					30			33		CROG.METE.tm	33
p12	6911901.851	508616.7832	698.149	10	15	20				30	45			CROG.ME.tm	45
p13	6911904.202	508625.3461	699.221	10	20	30								CROG.ME.tm	30
p14	6911900.971	508633.9573	698.882	25							30	44	35	CROG.METE.tm	44
p15	6911894.427	508635.2837	698.357	10	15	25	30						65	CROG.METE.tm	65
p16	6911885.644	508611.3396	697.732	10								20		CRST.GQ.tx	63
p17	6911879.069	508626.3628	697.529	5								42	15	CRST.GQ.tx	80
p18	6911869.569	508619.9692	698.11	20					25		30	60		CRST.GQ.tx	60
p19	6911868.969	508627.0781	698.202	15	20							40	81	CRST.GQ.tx	81
p20	6911848.6	508623.8259	695.379	10	30	35						40		CROG.METE.tm	40
p21	6911950.575	508585.2887	697.855	10	30		40							CROG.ME.tm	40
p22	6911962.27	508603.8823	698.675	15	20						50			CROG.METE.tm	50
p23	6911972.337	508620.6326	700.019	10	30	32				39			40	CROG.METE.tm	40
p24	6911980.819	508614.8187	699.382	7							17	80		CRST.GQ.tx	80
p25	6911984.84	508628.751	700.236	10	20		27				40	65		CRST.GQ.tx	65
p26	6912003.214	508624.1032	701.188	10	13		17					70		CRST.GQ.tx	70
p27	6912000.788	508596.8957	698.831	3		15							60	CRST.GQ.tx	60
p28	6911982.692	508596.301	698.937	7	13		17				28		40	CROG.METE.tm	40
p29	6911969.884	508588.4645	698.525	10	28	32								CROG.ME.tm	32
p30	6911976.385	508584.457	698.106	7	15	20						42		CROG.METE.tm	32
p31	6911986.747	508574.3096	697.683	5	20		30	40						CROG.ME.tm	40
p32	6911994.664	508568.476	697.886	10	20		25				38			CROG.METE.tm	38
p33	6911998.34	508573.1094	697.954	5	10	15							90	CRST.GQ.tx.lg	90
p34	6912000.53	508596.9784	699.216	5	10		15						60	CRST.GQ.tx.lg	85
p35	6912007.46	508610.9735	699.08	8	10		18						60	CRST.GQ.tx.lg	60
p36	6912009.607	508627.6954	700.076	5	8		14					20	85	CRST.GQ.tx.lg	85

Nom des points décrits	Coordonnées géographiques (UTM, zone 7N)		Altitude (m)	Profondeur du fond du matériel (en cm)									Classe du sol (GTCS, 2002)	Épaisseur de la couche active (en cm)		
				<i>Taux de décomposition apparent (échelle de Von Post (GTCS, 2002))</i>								Tourbe silteuse			Silt tourbeux	Silt
	Y	X	Z	VP1	VP2	VP3	VP4	VP5	VP6	VP8						
p37	6912009.952	508627.0523	702.258	10	20							60		CRST.GQ.tx.lg	60	
p38	6911998.052	508635.9563	700.237	5	10	15							65	CRST.GQ.tx.lg	65	
p39	6912031.226	508615.1906	700.825	5	10	15			30				85	CRST.GQ.tx.lg	85	
p40	6912031.122	508612.3826	699.455	5	10	18							39...	BML.tx.p		
p41	6912033.458	508611.6202	700.236	10	30						70	80		CRST.GQ.tx	80	
p42	6912018.783	508602.8463	699.544	30					55					CROG.METE.tm	55	
p43	6912019.847	508600.4422	699.371	3	12				20				30	80	CRST.GQ.tx.lg	80
p44	6912007.607	508586.8441	698.713	3	10						14		85	CRST.GQ.tx	85	
p45	6912003.324	508588.0008	698.853	30						40			48	55	CROG.METE.tm	55
p46	6911995.688	508563.3199	697.776	5	35	40					44		45	CROG.METE.tm	45	
p47	6911998.849	508565.0276	697.766	3	7		15						58	CROG.METE.tm	58	
p48	6912013.264	508565.6613	698.036	4	7		16				20		88	CRST.GQ.tx	88	
p49	6912023.049	508565.9048	698.406	3	10	13			16				118	BML.tx	118	
p50	6912206.504	508452.1514	697.624	5	10		15					35	52	CRST.GQ.tx	52	
p51	6912194.432	508465.6214	700.434	5	20	30					40		52	CRST.GQ.tx	52	
p52	6912186.163	508477.3743	700.81	5	35	40					43			CROG.METE.tm	43	
p53	6912180.356	508477.6582	697.969			5			8				55	BML.tx	103	
p54	6912183.121	508481.0793	698.138	10	13	20	40					60		CROG.METE.tm	60	
p55	6912176.549	508486.3331	700.877	5	20	30			40			45		CROG.METE.tm	45	
p56	6912167.494	508485.4895	702.633	3	20	25	30						38	CROG.METE.tm	38	
p57	6912167.468	508485.69	701.312	3	32									CROG.ME.tm	32	
p58	6912149.983	508502.5276	702.86	3	17	25			30			37	40	CROG.METE.tm	40	
p59	6912144.657	508518.7424	701.16	3	20				25				40	CROG.METE.tm	40	
p60	6912132.804	508509.1431	703.134	5	30	35								CROG.ME.tm	35	
p61	6912122.721	508514.8277	702.963	4	20		25			30			35	CROG.METE.tm	35	
p62	6912145.297	508518.1245	703.63	3	13	20	25						30	CROG.METE.tm	30	
p63	6912127.413	508537.1547	705.702	5	15	20			30				35	CROG.METE.tm	35	
p64	6912119.852	508548.924	704.3	7	25	35								CROG.ME.tm	35	
p65	6912118.096	508549.9515	703.719	7	25	30						35		CROG.METE.tm	35	
p66	6912108.073	508556.1371	704.358	1	14				23		27	30	67	CRST.GQ.tx.lg	67	
p67	6912105.56	508548.7367	702.063	7	30				35			40	45	CROG.METE.tm	45	
p68	6912094.852	508538.7029	703.002	2	15	25					28		55	CROG.METE.tm	55	

Nom des points décrits	Coordonnées géographiques (UTM, zone 7N)		Altitude (m)	Profondeur du fond du matériel (en cm)								Classe du sol (GTCS, 2002)	Épaisseur de la couche active (en cm)		
				<i>Taux de décomposition apparent (échelle de Von Post (GTCS, 2002))</i>										Tourbe silteuse	Silt tourbeux
	Y	X	Z	VP1	VP2	VP3	VP4	VP5	VP6	VP8					
p69	6912106.592	508527.6535	700.5	3	20	25			28		30	32		CROG.METE.tm	32
p70	6912103.361	508529.2989	700.982	3	20		32							CROG.ME.tm	32
p71	6912088.455	508531.7162	701.348	4	25	34		38			45		52	CROG.METE.tm	52
p72	6912086.178	508541.3471	700.979	3	15	20					23		75	CRST.GQ.tx.lg	75
p73	6912094.628	508557.0931	702.457	1	12			22				70		CRST.GQ.tx	70
p74	6912086.032	508571.6453	702.698	5	25	32					45		48	CROG.METE.tm	50
p75	6912080.78	508572.4216	702.104	2		17	25	28					56	CRST.GQ.tx	56
p76	6912075.495	508577.2244	701.993	2		20		23				45	82	CRST.GQ.tx	82
p77	6912070.237	508579.2932	700.822	5	25	30					35	60	72	CRST.GQ.tx.lg	72
p78	6912061.964	508590.4075	701.735	3		20	25				30		50	BML.tx.p	107
p79	6912049.362	508599.0502	701.872	2	10		18				25	40	80	CRST.GQ.tx	80
p80	6912046.922	508596.6274	701.984	32	50		55				70		90	CRST.GQ.tx	100
p81	6912044.699	508587.6473	701.348	15	20	27							75	CRST.GQ.tx	75
p82	6912051.546	508581.7818	701.018	1		10							15	CRST.GQ.tx.lg	90
p83	6912066.33	508570.0126	700.613	1		12					17		70	CRST.GQ.tx	100
p84	6912071.53	508548.655	701.255	5		15		40					45	CROG.METE.tm	45
p85	6912059.662	508549.7812	700.396	2		10					15		85	CRST.GQ.tx.lg	85
p86	6911987.035	508568.1298	697.661	3	25	32								CROG.ME.tm	32
p87	6911971.481	508574.013	697.414	5	25	30		40						CROG.ME.tm	40
p88	6911958.303	508587.1646	698.099	5	35	40					45			CROG.METE.tm	45
p89	6911946.354	508592.5139	698.001	7	32									CROG.ME.tm	32
p90	6911891.388	508603.2519	697.043		30									CRST.GQ.tx	65
p91	6911875.995	508615.2187	697.329	3	25	35								CROG.ME.tm	35
p92	6911887.797	508628.1478	699.339	5	32									CROG.ME.tm	32
p93	6911858.115	508621.7995	696.446										60		60
p94	6911852.292	508626.3763	698.164												
p95	6911838.886	508625.6914	698.146	2	20	30		35					45	CROG.METE.tm	45
ADAPT_1-1A	6911860	508323	692	10	25			42						CROG.GA.tm	42
ADAPT_1-1B	6911861	508324	692	10	25			42						CROG.GA.tm	42
ADAPT_1-2	6911875	508310	692	10	25			42						CROG.ME.tm	42
ADAPT_1-3	6911877	508314	692	10	25			42						CROG.ME.tm	42

Nom des points décrits	Coordonnées géographiques (UTM, zone 7N)		Altitude (m)	Profondeur du fond du matériel (en cm)								Classe du sol (GTCS, 2002)	Épaisseur de la couche active (en cm)		
				<i>Taux de décomposition apparent (échelle de Von Post (GTCS, 2002))</i>										Tourbe silteuse	Silt tourbeux
	Y	X	Z	VP1	VP2	VP3	VP4	VP5	VP6	VP8					
ADAPT_2-1A	6911648	508698	710	7	15	25					48			CRST.GQ.tx	48
ADAPT_2-1B	6911649	508699	710	7	15	25					48			CRST.GQ.tx	48
ADAPT_2-2	6911631	508701	710	7	15	25					48			CRST.GQ.tx.lg	48
ADAPT_2-3	6911643	508706	710	7	15	25					48			CRST.GQ.tx.lg	48
Ditch											90				90

Liste des points où la couche active a été sondée, profondeurs des contacts entre les différents matériaux qui la composent, classes de sol interprétées et profondeur maximale.

## Annexe 6 – Acquisition et affichage des températures sous la route

Les températures mesurées sous la route actuelle (figure 6. 1) au site d'étude par le système d'acquisition de donnée automatisé peuvent être téléchargées sur le serveur SCADA de la division Voirie et travaux publics du Gouvernement du Yukon :

[http://scada.gov.yk.ca/CS\\_data/](http://scada.gov.yk.ca/CS_data/)

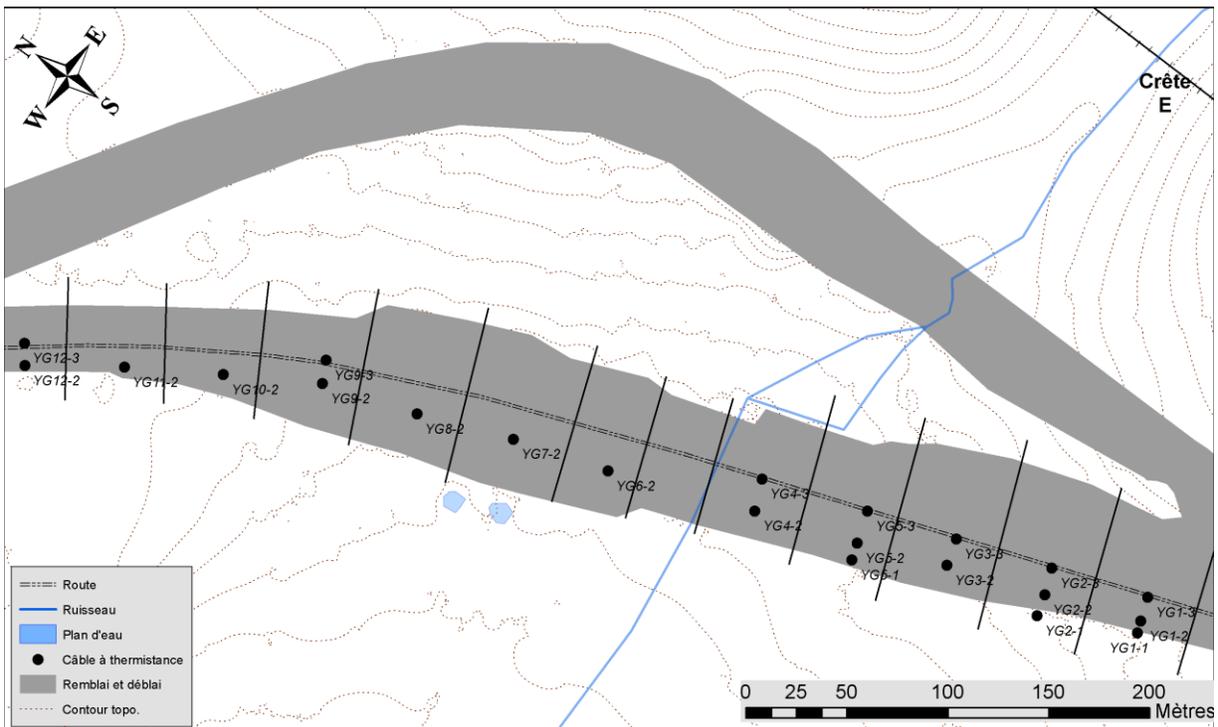


Figure 6. 1 – Localisation des câbles à thermistances.

Le programme pour afficher les thermogrammes (figure 6. 3 à figure 6. 27) a été créé sur la plateforme Matlab©. Son script, ici annexé, débute par un résumé de sa fonction. Les instructions suivent et finalement, le programme lui-même est présenté et comprend une série d'annotations afin d'en faciliter la compréhension et la modification. À titre informatif seulement, il a été modifié afin d'imprimer la température atmosphérique relative à la période des thermogrammes (figure 6. 2).

```

%% RÉSUMÉ DU PROGRAMME

% Ce programme vise à afficher les températures journalières moyennes
% mesurées par un câble à thermistance entre le début de l'année 2009 et
% la fin de l'année 2013. Il permet aussi de superposer une ligne au
% thermogramme afin de visualiser l'interface entre le remblai et le sol
% naturel lorsqu'il est connu.

% La progression du temps suit l'abscisse et la profondeur suit l'ordonnée.

% La plage de température prise en compte varie entre -20 et 20°C, et est
% affichée différents couleurs d'après 8 intervalles de 5°C; le point de
% fusion de la glace (0°C) est mis en évidence par la transition entre
% deux intervalles.

% La profondeur prise en compte varie entre 0 et 15m, s'affiche
% négativement et des étiquettes et lignes marquent les profondeurs: 1, 2,
% 3, 4, 6, 8, 10, 12 et 14m.

%% Instruction

% Importer cette fonction dans son dossier Matlab par défaut et le nommer
% 'MeanMat.m'.

% Importer la matrice bidimensionnelle des températures (en °C), dans
% laquelle la date (une mesure aux 4h) avance au fil que les lignes
% défilent et la profondeur augmente à mesure que les colonnes avancent.
% Inclure les profondeurs en nombre positif dans la première ligne et ne
% pas inclure la colonne des dates/heures ni les colonnes associées aux
% thermistances rajoutées après l'installation initiale.

% Nommer cette matrice (par exemple 'YG6', elle doit être présente dans
% l'espace de travail de l'interface Matlab).

% Identifier l'épaisseur du remblai (par exemple, '2').

% Dans l'interface Matlab, appeler la fonction et y inclure le nom de la
% matrice à traiter, le nombre de données à moyenner par jour ('6' dans ce
% cas-ci) et finalement, l'épaisseur du remblai. Le résultat de l'appel
% devrait ressembler à ceci: 'MeanMat(YG6,6,2)'.

%% Programme
%-----
%INITIALISATION

function [M]=MeanMat(mat,int,emb)

clf %Vide la fenêtre contenant la figure précédente

matz=(mat(1,:))'; %Crée un vecteur de profondeur
matx=mat(2:end,:); %Crée la série de donnée associée aux profondeurs

[m,n]=size(matx); %Mesure la dimension de la série de donnée
o=floor(m/int); %Mesure la quantité de jours à moyenner
mprime=o*int; %Mesure la quantité de données à inclure au calcul
z=zeros(o,n); %Crée une matrice vide afin de recueillir les résultat
[p,q]=size(z); %Confirme la dimension de la matrice de résultats

i=1; %Initialise le compteur de lignes de la matrice résultat
a=i; %Initialise le compteur de lignes de la matrice source

%-----
%CALCUL tant que la matrice résultante n'est pas remplie

while i<p
    j=1; %Initialise et réinitialise le compteur de colonnes
    while j<=q

```

```

        z(i,j)=mean(matx(a:a+int,j));
        j=j+1;
    end
    i=i+1;
    a=a+int;
end

[M]=z;           %Conversion de la matrice résultante

%-----
%Création du VECTEUR TEMPOREL
start_date=datenum('02-Oct-2008');
end_date=datenum('05-Mar-2014');
interv_t=1;
tnum=(datenum(start_date:interv_t:start_date+p-1))';

%-----
%INVERSION DES DONNÉES pour accommoder l'affichage
x=tnum';
y=-1*matz;
z=z';

%-----
%AFFICHAGE (important d'harmoniser les intervalles de contours et couleurs)
%Pour harmoniser, la dimension des isothermes doit correspondre avec la
%plage de température prise en compte et le nombre d'intervale de couleur
contourf(x,y,z,'LevelStep',5) %Imprime les températures en couleurs avec
%des contours aux isothermes 5°C
set(gca,'Ytick',[-14 -12 -10 -8 -6 -4 -3 -2 -1],'FontSize',14) %Définition
%des étiquettes numériques en ordonnée
%Définit le style de couleur et
colormap(jet(8))
%le nombre d'intervale de couleur
H=colorbar;           %Crée la légende des couleurs
ylabel(H,'Température (°C)','FontSize',14) %Identifie la légende
grid on              %Impression d'un quadrillage
dateFormat = 'mmm yyyy'; %Assigne le format de date
datetick('x',dateFormat)
axis([start_date end_date -15 0]) %Limite les plages des axes
caxis([-20,20]) %Limite la plage de
%températures prises en compte
set(gca,'FontSize',14)
set(gca,'Xtick',[733774 734139 734504 734869 735235 735600],'XTickLabel',{'Jan
2009','Jan 2010','Jan 2011','Jan 2012','Jan 2013','Jan 2014'},'FontSize',12)
%Définit le quadrillage et les étiquettes en abcisse
ylabel('Profondeur (m)','FontSize',14) %Identifie l'ordonnée
hold on

plot((datenum(start_date:35:end_date)),-
1*emb,'o','MarkerSize',6,'MarkerEdgeColor','k','MarkerFaceColor',[0 0 0])
%Imprime l'interface entre le remblai et le sol naturel

end

```

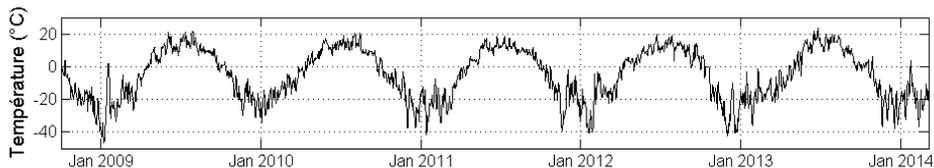


Figure 6. 2 – Progression de la température atmosphérique au site d'étude.

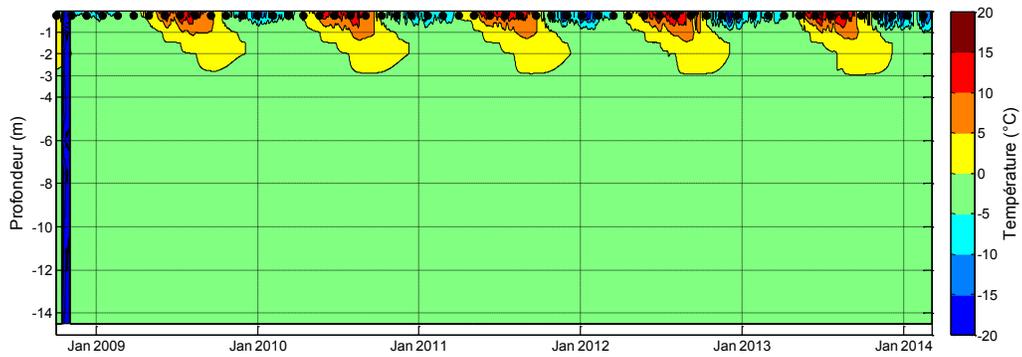


Figure 6. 3 – Progression de la température du sol au forage YG1-1 (au pied du remblai), la couche active avait une épaisseur de 3.0 m à l’automne 2013. Pour toutes les figures, le haut du graphique représente la surface du sol et la ligne de points noirs représente l’interface entre le remblai et le sol naturel.

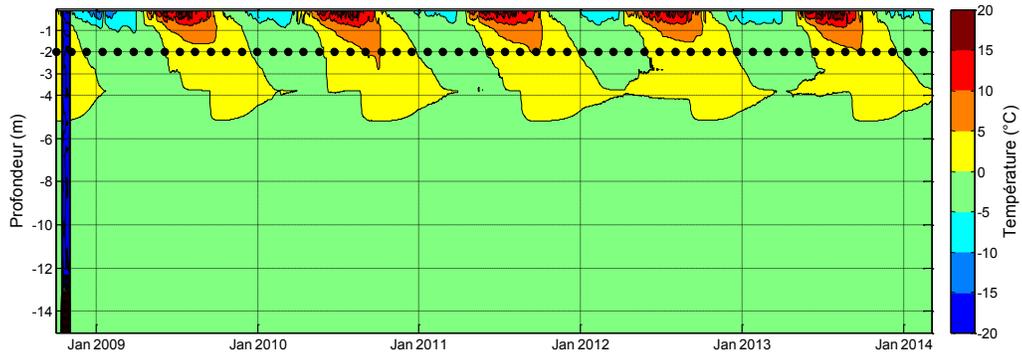


Figure 6. 4 – Progression de la température du sol au forage YG1-2 (dans la pente du remblai), la couche active avait une épaisseur de 5.3 m à l’automne 2013.

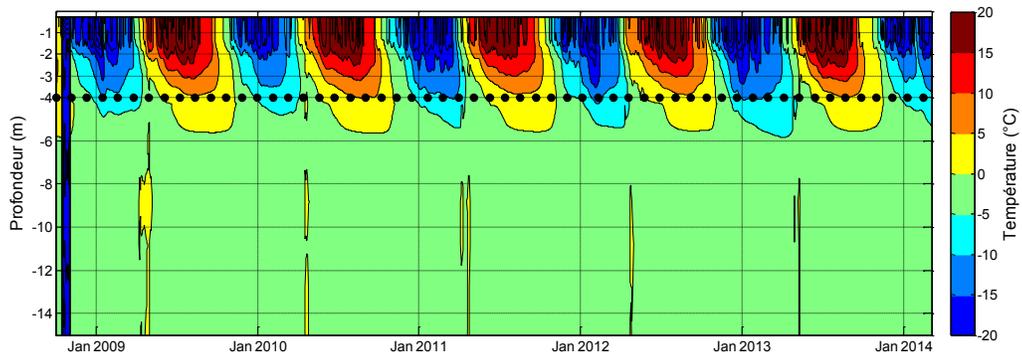


Figure 6. 5 – Progression de la température du sol au forage YG1-3 (au centre de la route), la couche active avait une épaisseur de 5.7m à l’automne 2013.

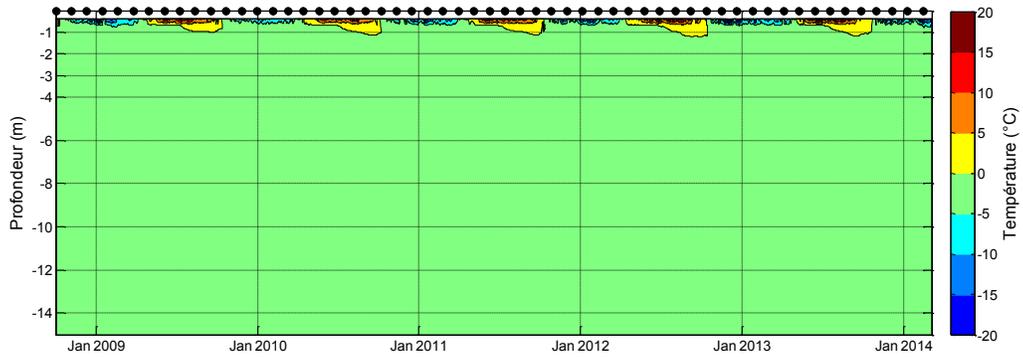


Figure 6. 6 – Progression de la température du sol au forage YG2-1 (au pied du remblai), la couche active avait une épaisseur de 1.2 m à l’automne 2013.

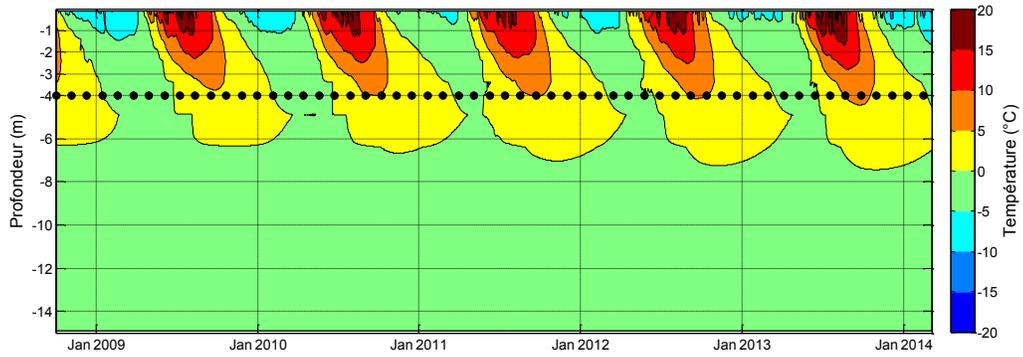


Figure 6. 7 – Progression de la température du sol au forage YG2-2 (dans la pente du remblai), la couche active avait une épaisseur de 7.4 m à l’automne 2013.

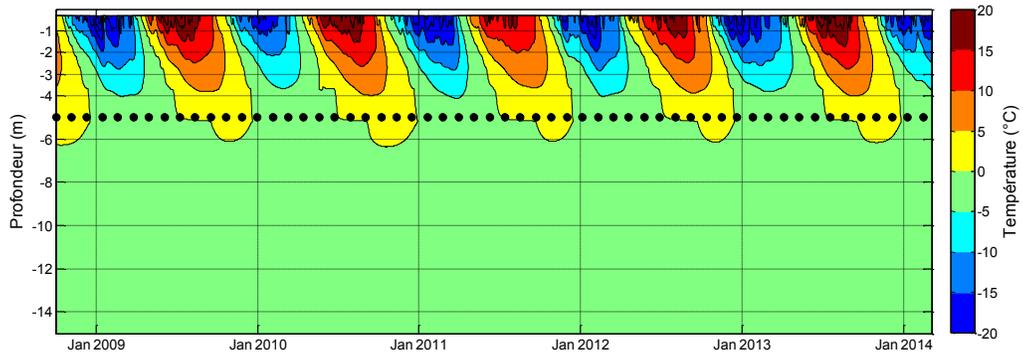


Figure 6. 8 – Progression de la température du sol au forage YG2-3 (au centre de la route), la couche active avait une épaisseur de 6.2 m à l’automne 2013.

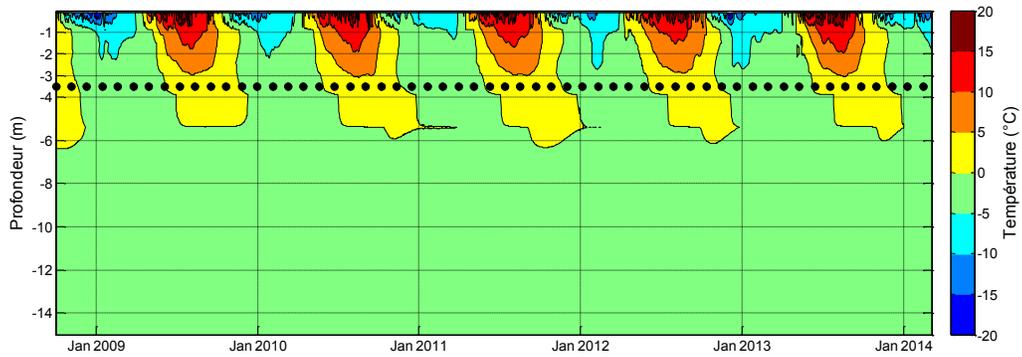


Figure 6. 9 – Progression de la température du sol au forage YG3-2 (dans la pente du remblai), la couche active avait une épaisseur de 6.0 m à l’automne 2013.

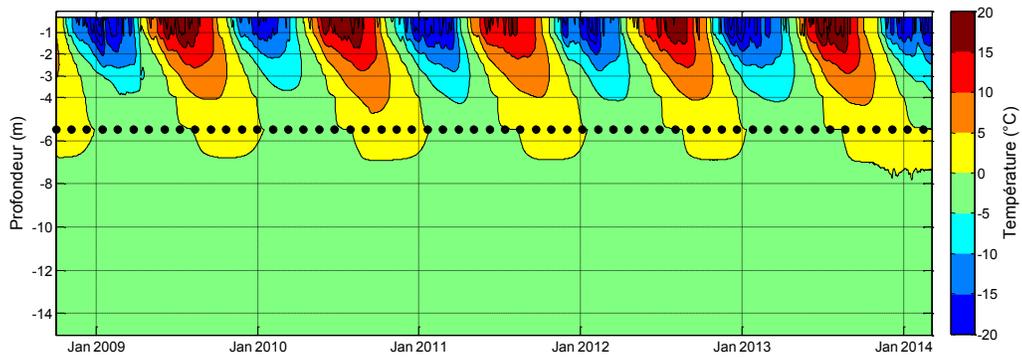


Figure 6. 10 – Progression de la température du sol au forage YG3-3 (au centre de la route), la couche active avait une épaisseur de 7.5 m à l’automne 2013.

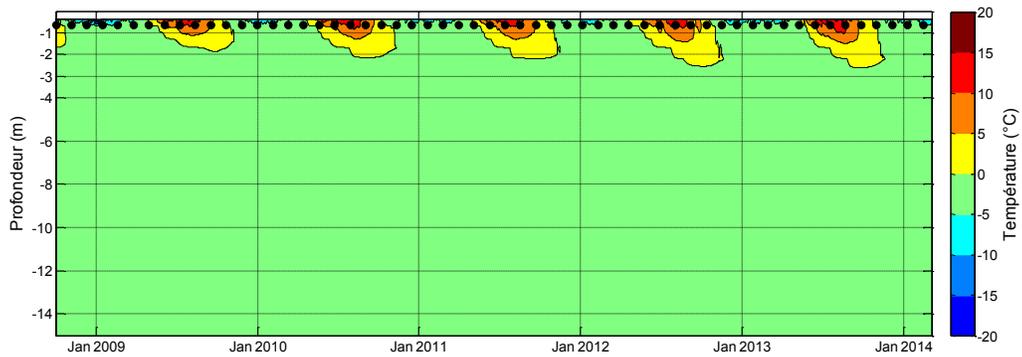


Figure 6. 11 – Progression de la température du sol au forage YG5-1 (au pied du remblai), la couche active avait une épaisseur de 2.8 m à l’automne 2013.

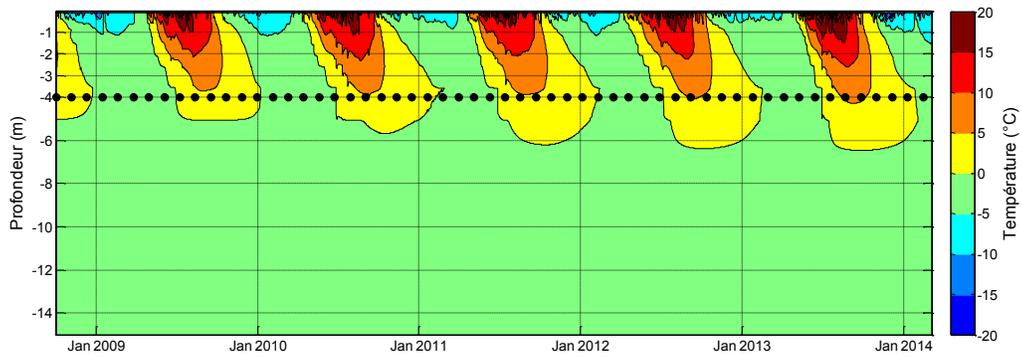


Figure 6. 12 – Progression de la température du sol au forage YG5-2 (dans la pente du remblai), la couche active avait une épaisseur de 6.3 m à l’automne 2013.

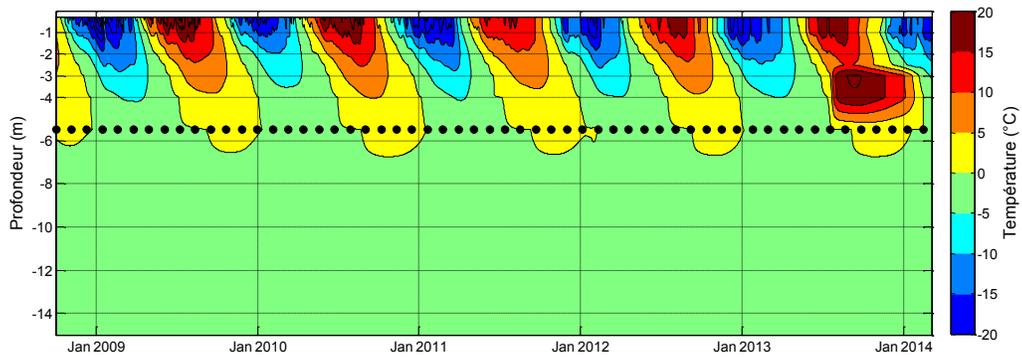


Figure 6. 13 – Progression de la température du sol au forage YG5-3 (au centre de la route), la couche active avait une épaisseur de 6.7 m à l’automne 2013.

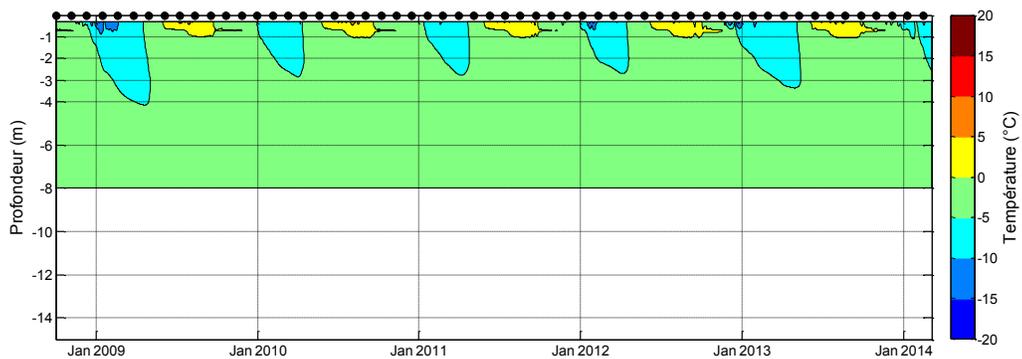


Figure 6. 14 – Progression de la température du sol au forage YGr4-1 (référence, au pied du remblai), la couche active avait une épaisseur de 1.0 m à l’automne 2013.

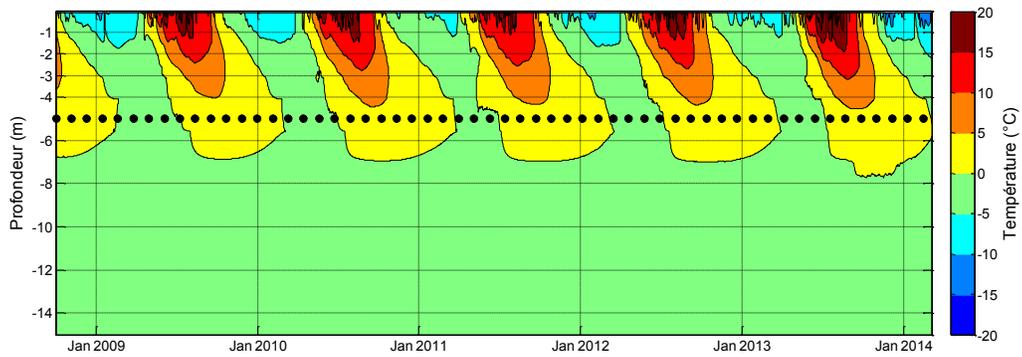


Figure 6. 15 – Progression de la température du sol au forage YG4-2 (dans la pente du remblai), la couche active avait une épaisseur de 7.8 m à l’automne 2013.

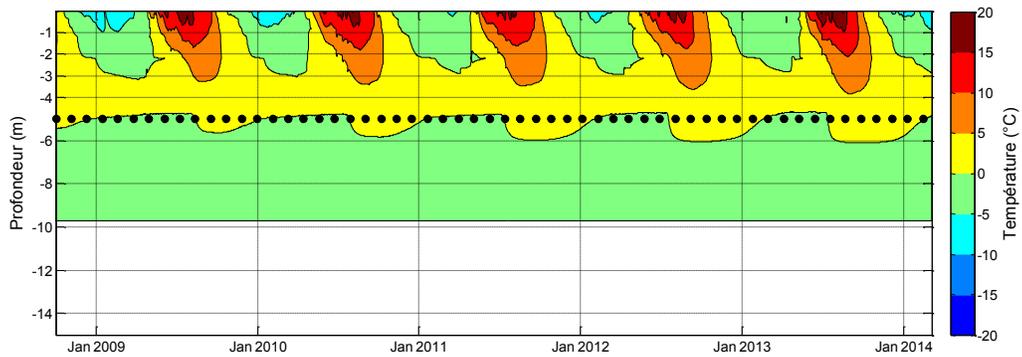


Figure 6. 16 – Progression de la température du sol au forage YG4r-2 (référence, dans la pente du remblai)), un talik s’est formé, il atteint 6.0 m à l’automne 2013.

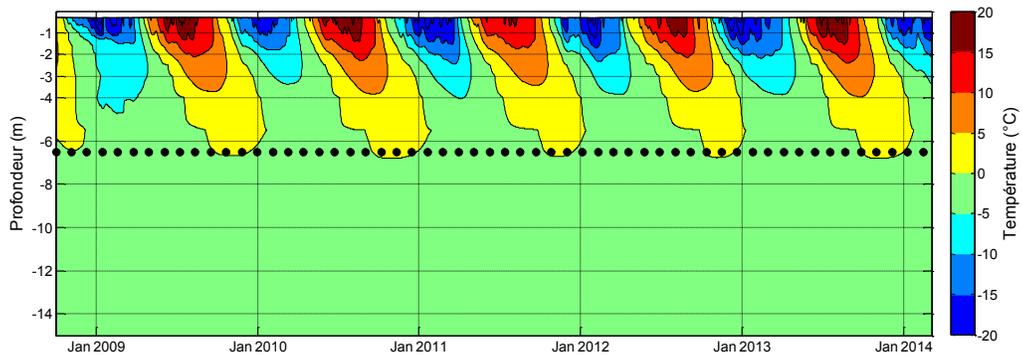


Figure 6. 17 – Progression de la température du sol au forage YG4-3 (au centre de la route), la couche active avait une épaisseur de 6.8 m à l’automne 2013.

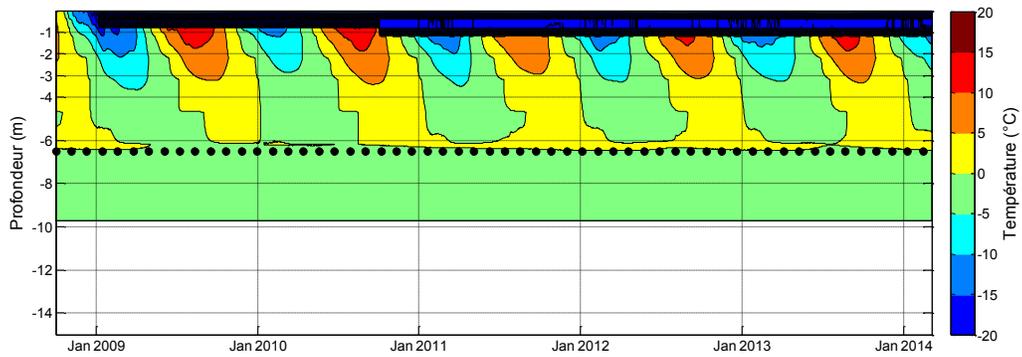


Figure 6. 18 – Progression de la température du sol au forage YG4r-3 (référence, au centre de la route), un talik s’est formé, il atteint 6.5 m à l’automne 2013. La zone bleue en surface est provoquée par une thermistance défectueuse.

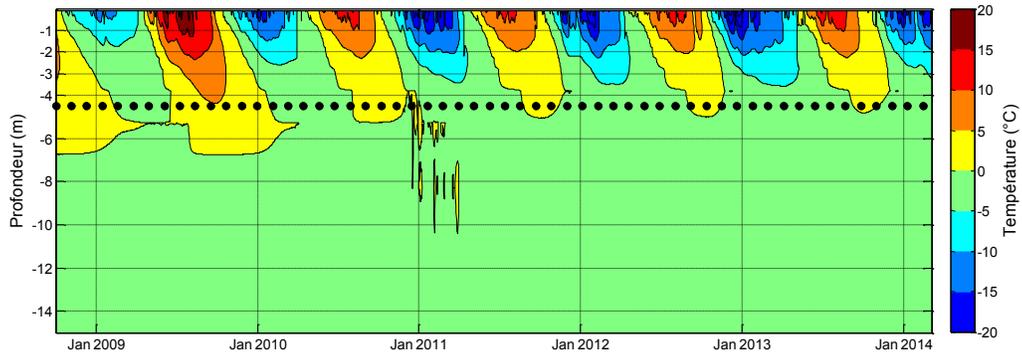


Figure 6. 19 – Progression de la température du sol au forage YG6-2 (dans la pente du remblai), la couche active avait une épaisseur de 4.9 m à l’automne 2013.

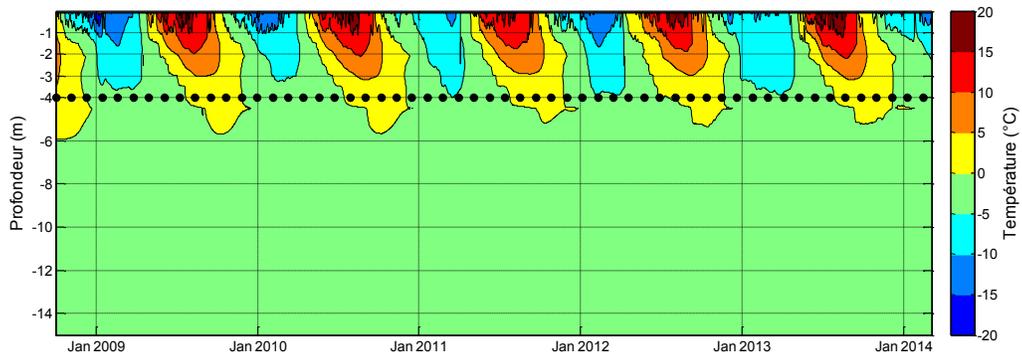


Figure 6. 20 – Progression de la température du sol au forage YG7-2 (dans la pente du remblai), la couche active avait une épaisseur de 5.3 m à l’automne 2013.

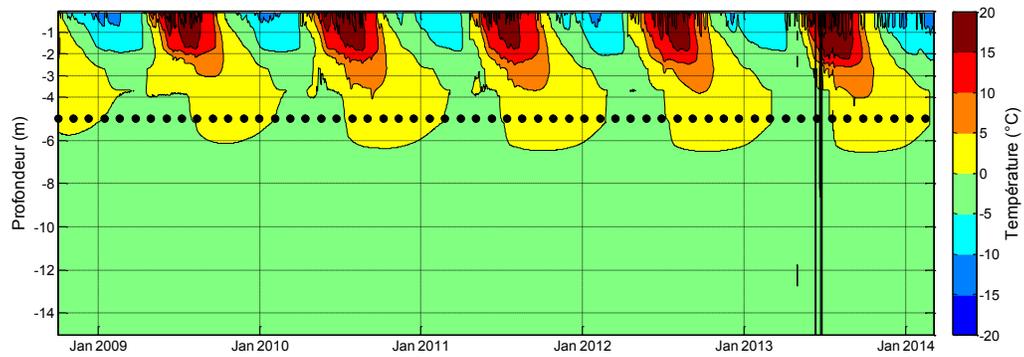


Figure 6. 21 – Progression de la température du sol au forage YG8-2 (dans la pente du remblai), la couche active avait une épaisseur de 6.6 m à l’automne 2013.

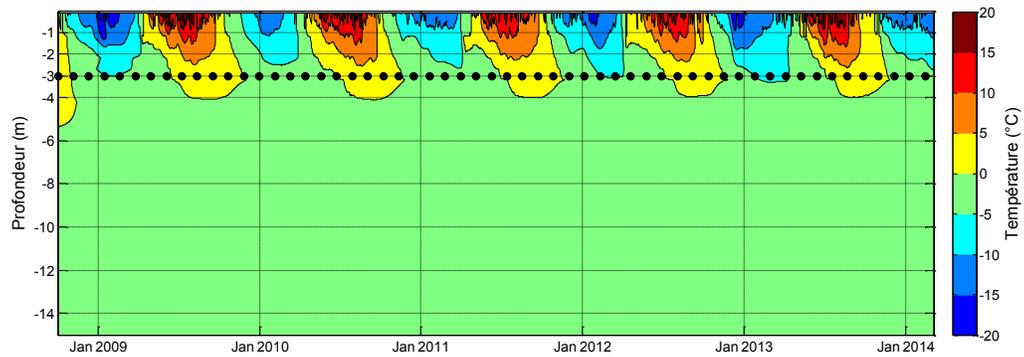


Figure 6. 22 – Progression de la température du sol au forage YG9-2 (dans la pente du remblai), la couche active avait une épaisseur de 4 m à l’automne 2013.

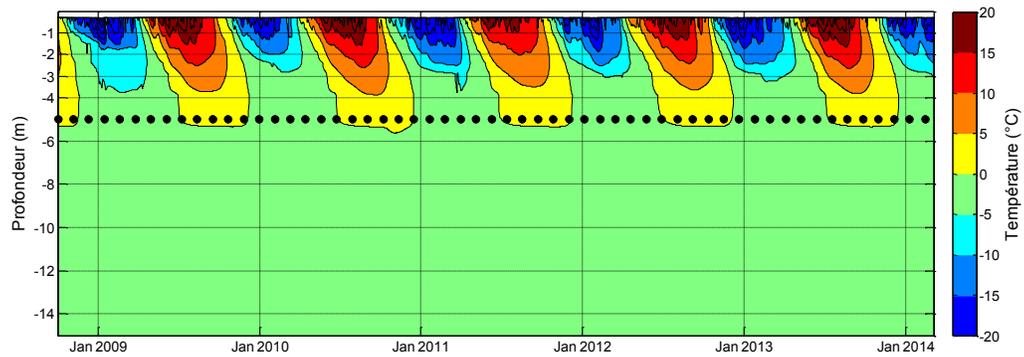


Figure 6. 23 – Progression de la température du sol au forage YG9-3 (au centre de la route), la couche active avait une épaisseur de 5.3 m à l’automne 2013.

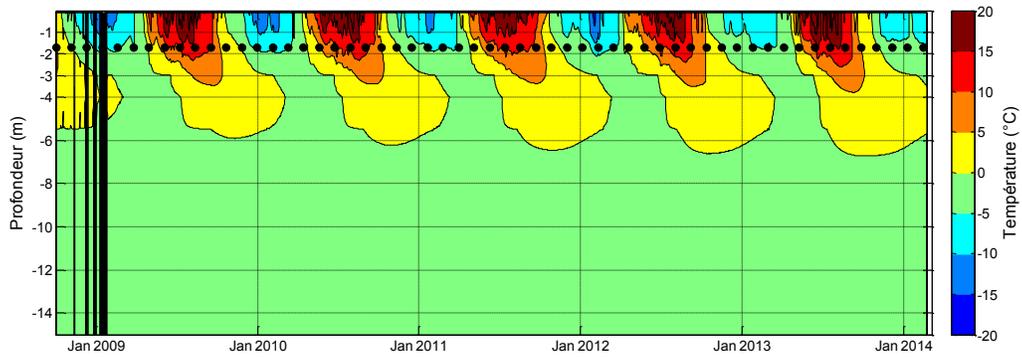


Figure 6. 24 – Progression de la température du sol au forage YG10-2 (dans la pente du remblai), la couche active avait une épaisseur de 6.7 m à l’automne 2013.

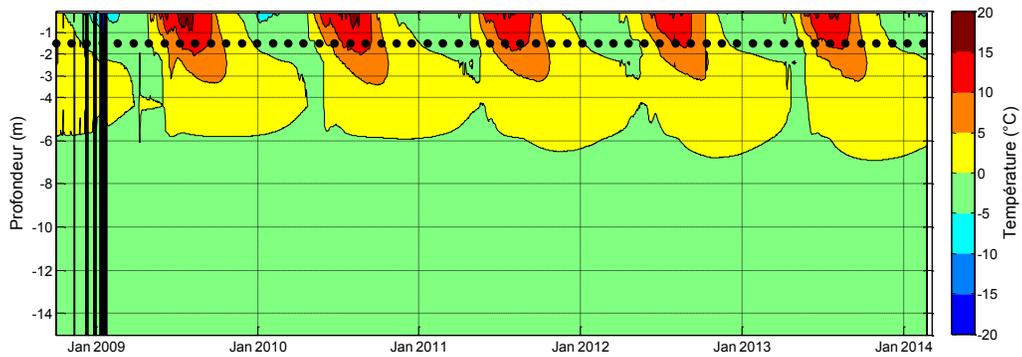


Figure 6. 25 – Progression de la température du sol au forage YG11-2 (dans la pente du remblai), la couche active avait une épaisseur de 6.9 m à l’automne 2013.

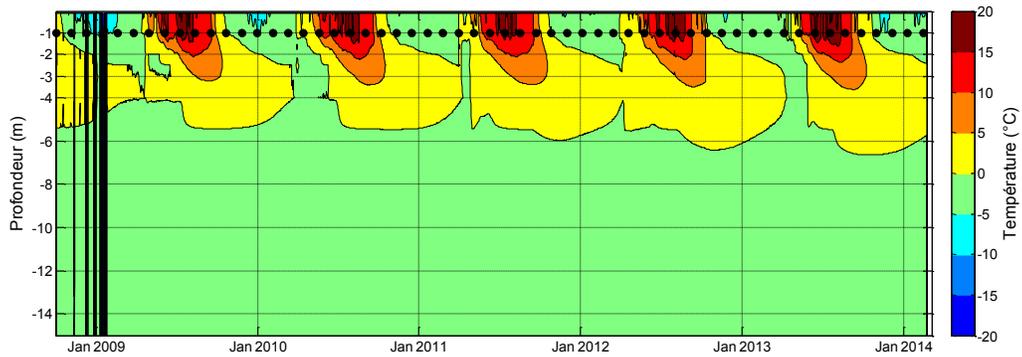


Figure 6. 26 – Progression de la température du sol au forage YG12-2 (dans la pente du remblai), la couche active avait une épaisseur de 6.7 m à l’automne 2013.

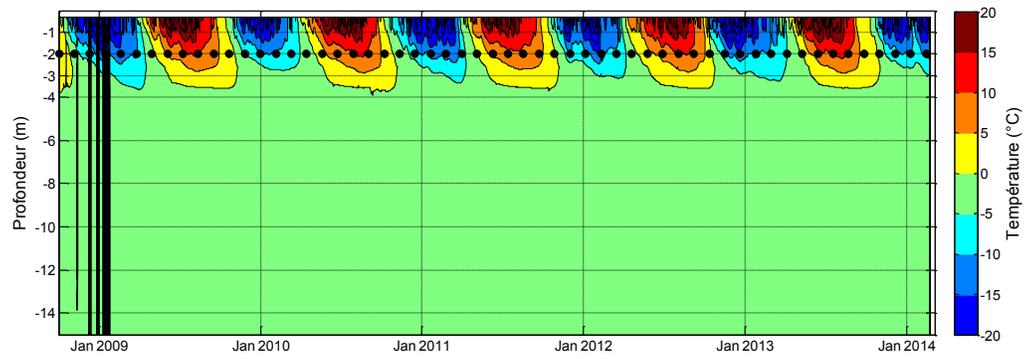
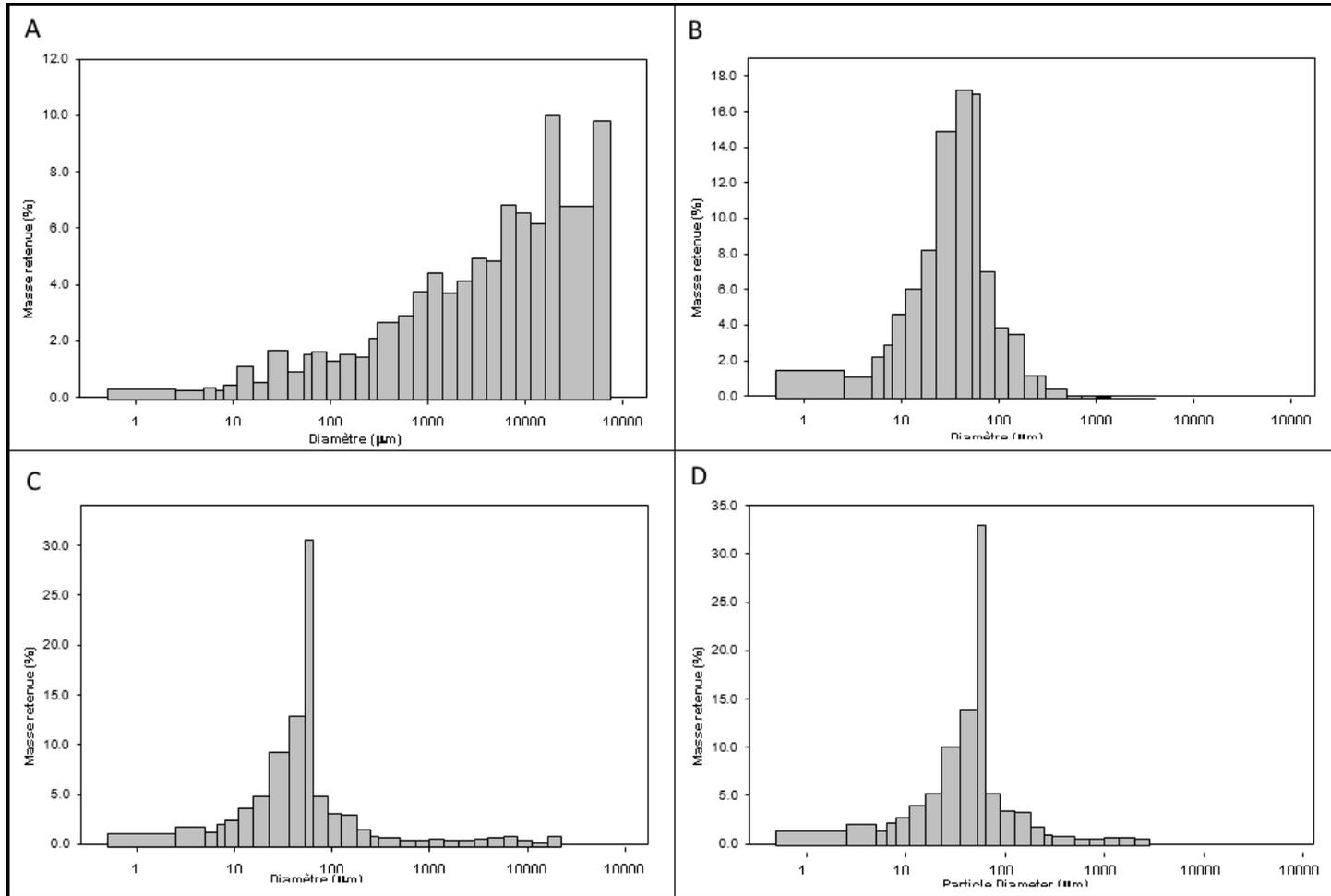


Figure 6. 27 – Progression de la température du sol au forage YG12-3 (au centre de la route), la couche active avait une épaisseur de 3.7 m à l’automne 2013.

## Annexe 7 – Distributions granulométriques moyennes

	Remblai (n = 1)		Faciès graveleux (dans la forêt) n = 15		Faciès graveleux interprété sans les gravier (dans la forêt, modifié) n = 15		Faciès homogène (dans le milieu humide et de transition) n = 15	
Type d'échantillon	Polymodal, très peu trié		Unimodal, très peu trié		Unimodal, peu trié		Unimodal, peu trié	
Nom du sédiment	Gravier très grossier sableux à silt très grossier		Silt très grossier à gravier fin		Silt très grossier très finement sableux à peu de gravier fin		Silt très grossier très finement sableux à peu de gravier fin	
Groupe textural	Gravier sableux et boueux		Gravier boueux		Boue sableuse et peu graveleuse		Boue sableuse et peu graveleuse	
Graviers	70%		6%		0%		0%	
Sables	22%		20%		22%		18%	
Silts	7%		68%		72%		75%	
Argiles	1%		6%		6%		6%	
Mode principal (µm)	3415.0		57.8		57.8		44.0	
D10 (µm)	107.7		4.1		3.8		5.3	
D50 (µm) – Médiane	8903.7		44.5		41.9		33.3	
D90 (µm)	72213.4		299.0		145.7		95.3	
Diamètre moyen (µm)	5839.9	Gravier fin	38.5	Silt très grossier	32.2	Silt très grossier	28.3	Silt grossier
Facteur de triage (µm)	8.59	Très peu trié	5.84	Très peu trié	3.93	Peu trié	3.28	Peu trié
Coefficient de dissymétrie (µm)	-0.596	Très peu asymétrique	-0.029	Symétrique	-0.296	Un peu asymétrique	-0.298	Un peu asymétrique
Coefficient d'aplatissement (µm)	0.72	Platykurtique	2.66	Très Leptokurtique	1.853	Très Leptokurtique	1.55	Très Leptokurtique

Statistiques des distributions granulométriques moyennes. La distribution du matériel de remblai n'a été effectuée que sur sa fraction fine. Les fragments plus gros que des pierres de 75 mm étaient exclus.



Distribution granulométrique moyenne des matériaux au site. Dans l'ordre se trouve : A) le remblai, B) le silt du crysol statique gleysolique avec une phase légèrement graveleuse, C) le même matériel dont les graviers ont été retirés, puis D) le silt du crysol organique avec une phase très cryique.

## **Annexe 8 – Dérive des constantes et liste des thermistances installées dans les puits**

Les constantes A, B et C de l'équation de Steinhart-Hart (1968) sont spécifiques à chaque thermistance. Elles ont été dérivées à partir d'une opération de calibration en trois points de mesures (à des valeurs variant autour de -15, 0 et 50 °C). Chaque point de mesure consiste en un couple « température-résistance ». La résistance était mesurée à l'aide d'un multimètre numérique du modèle 75 de la Series III produit par Fluke. Sa résolution est de 0.01 k $\Omega$  et sa précision est de  $\pm 0.5$  %. La température a été mesurée à l'aide du thermomètre de précision appartenant au Climate Innovation Center du Yukon Research Center (voir M. Stephen Mooney pour référence).

- 1- Pour le premier couple de mesure (près de -15 °C), chaque thermistance était plongée dans une chaudière d'antigel préalablement refroidi par un congélateur standard. Le fluide était énergiquement brassé afin d'en assurer l'homogénéité thermique et la résistance de chaque thermistance était notée en même temps que la température du fluide.
- 2- La création du second couple de mesure (près de 0 °C) suivit la même procédure mais dans un bain d'eau et de neige. La température sous l'effet « période zéro » était stable autour de -0.08 °C  $\pm 0.02$ .
- 3- La création du dernier couple de mesure (près de 50 °C) suivit la même procédure mais dans un chaudron d'eau chauffé sur le rond d'une cuisinière standard.

La feuille de calcul ©Microsoft Excel fournie par ILX LightWave sur son site internet a été utilisée pour convertir les couples de mesures (<http://www.ilxlightwave.cn/navpgs/downloads.html> - sélectionner l'hyperlien « 3 Constant Steinhart-Hart Worksheet » pour télécharger la feuille de calcul).

Unité écologique	Puit d'observation	Profondeur exacte	Numéro	T- (°C)	R- (kΩ)	T <sub>0</sub> (°C)	R <sub>0</sub> (kΩ)	T <sub>+</sub> (°C)	R <sub>+</sub> (kΩ)	A (x 10 <sup>-3</sup> )	B (x 10 <sup>-4</sup> )	C (x 10 <sup>-8</sup> )
Forêt boréale (lichen)	Top3	35 cm (1 nœud)	A6m	-17.29	82.40	-0.09	32.64	47.90	3.94	1.095	2.388	7.668
		50 cm (2 nœuds)	A6.5m	-17.36	82.40	-0.06	32.55	48.17	3.89	1.113	2.359	8.692
		75 cm (3 nœuds)	A7m	-17.38	82.10	-0.06	32.19	49.10	3.72	1.078	2.419	6.510
		92 cm (4 nœuds) ‡	A7.5m	-17.28	82.70	-0.09	32.55	53.99	3.11	1.079	2.419	6.228
Forêt boréale (mousse)	Slope4	30 cm (1 nœud)	C5m	-16.98	80.60	-0.06	32.37	47.23	4.03	1.071	2.426	6.383
		60 cm (2 nœuds)	C6mB	-16.91	80.40	-0.07	32.37	47.60	3.97	1.062	2.442	5.782
		98 cm (3 nœuds) ‡	D7ml	-17.67	84.40	-0.08	32.55	50.67	3.57	1.047	2.459	5.280
Milieu humide arbustif	S0	5 cm (1 nœud)	D7mB	-18.53	88.30	-0.09	32.55	52.22	3.22	1.195	2.251	11.42
		40 cm (3 nœuds)	D7mE	-17.78	84.80	-0.07	32.74	49.00	3.76	1.137	2.324	9.688
		70 cm (3 nœuds)	D7mJ	-17.80	85.20	-0.09	32.74	51.70	3.46	1.055	2.444	5.965
	P110	95 cm (2 nœuds)*	E17mA	-17.50	83.20	-0.08	32.55	55.18	3.00	1.091	2.393	7.507
140 cm (1 nœud)		E17mB	-17.52	83.30	-0.08	32.74	51.94	3.37	1.142	2.314	10.18	
Milieu humide	P114	95 cm (1 nœud) ‡	E17mD	-17.46	82.80	-0.09	32.55	53.38	3.17	1.130	2.336	9.286
		140 cm (2 nœuds)	A9m	-17.31	82.30	-0.05	32.56	52.61	3.26	1.138	2.326	9.560
Tranchée drainante	Ditch	5 cm (1 nœud)	C6m	-16.95	81.40	-0.08	32.92	48.14	3.91	1.126	2.338	9.201
		30 cm (2 nœuds)	D7mC	-17.76	84.00	-0.09	32.55	50.60	3.52	1.142	2.317	10.04
		59 cm (3 nœuds)	D7mG	-17.74	84.50	-0.08	32.55	50.36	3.56	1.106	2.375	7.873
		85 cm (4 nœuds) ‡	D7mF	-17.64	83.90	-0.09	32.55	48.88	3.79	1.087	2.400	7.250
Milieu perturbé A	BH12-998	0 cm (1 nœud)	C3m	-16.88	80.06	-0.06	32.37	53.00	3.24	1.082	2.410	6.936
		40 cm (2 nœuds)	C6.5m	-17.00	80.90	-0.08	32.74	50.67	3.52	1.155	2.297	10.67
		90 cm (3 nœuds) †	C9m	-16.98	80.60	-0.09	32.55	54.75	3.03	1.113	2.360	8.581
	BH12-998†	130 cm (4 nœuds) †	C7.5m	-16.94	81.20	-0.06	32.74	49.58	3.70	1.100	2.380	7.802
		90 cm (3 nœuds) † ‡	C7m	-17.02	80.40	-0.06	32.52	56.40	2.85	1.141	2.316	10.29
Milieu perturbé B	BH12-1003	130 cm (4 nœuds) †	E17mC	-17.56	83.70	-0.06	32.74	49.58	3.68	1.141	2.316	10.00
		60 cm (1 nœud)	D7mH	-17.66	84.30	-0.08	32.55	46.10	4.24	1.051	2.454	5.494
		90 cm (2 nœuds)	D7mA	-17.76	84.30	-0.07	32.55	51.39	3.45	1.103	2.373	8.251
		110 cm (3 nœuds)	A3m	-17.26	81.70	-0.08	32.19	51.85	3.35	1.147	2.311	10.19

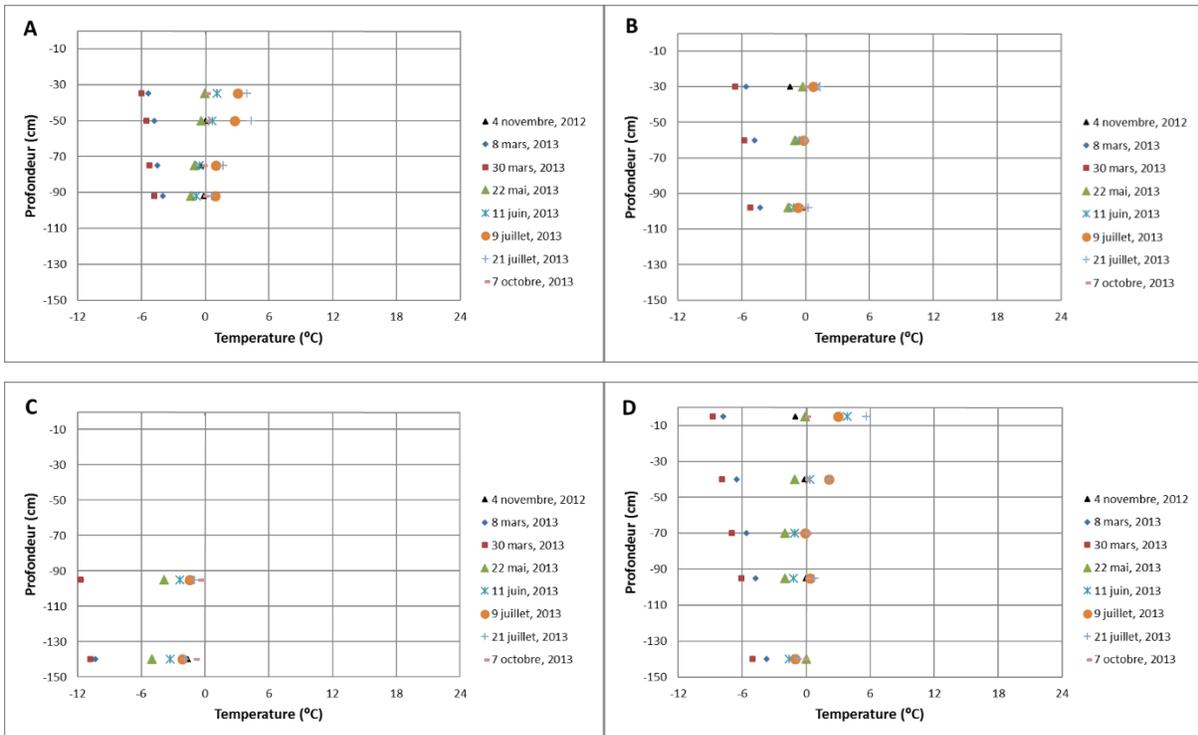
‡ Thermistances remplacées à l'automne 2012

† Thermistances de remplacement

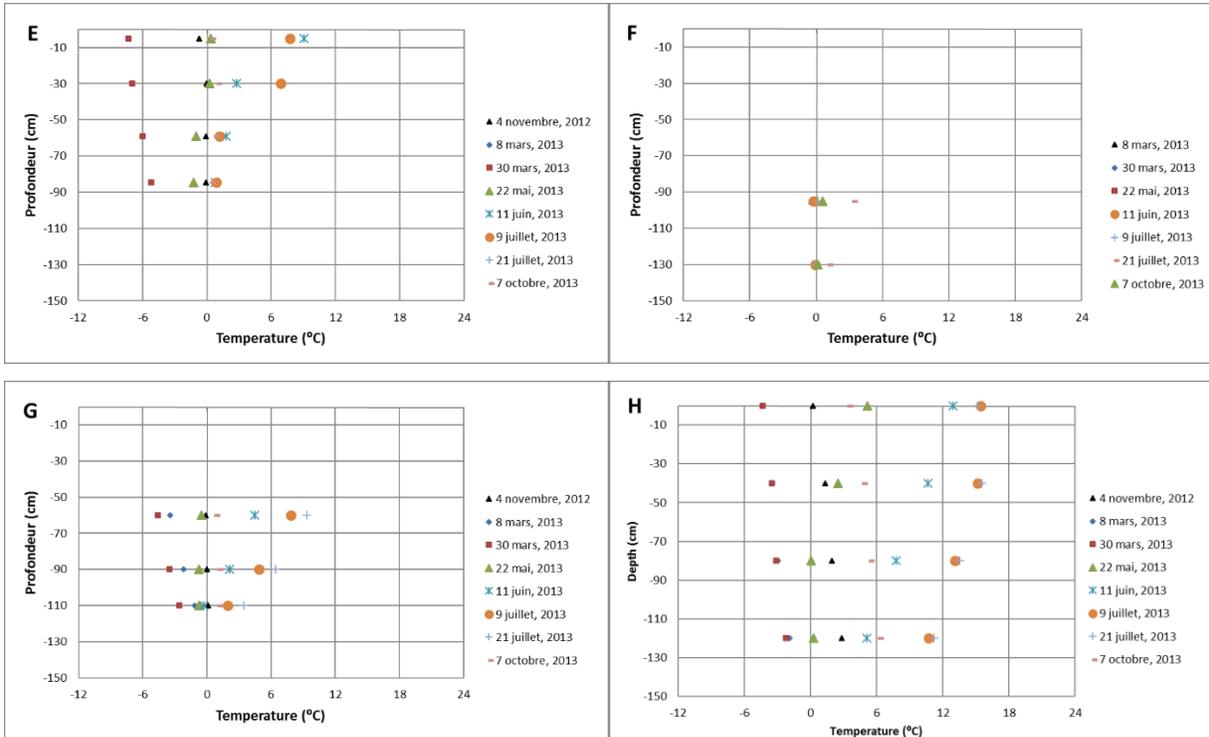
‡ Thermistances sélectionnée pour la comparaison à près de 1 m de profondeur

Liste des thermistances installées dans les puits d'observation hydrologique. T<sub>-</sub> et R<sub>-</sub> représentent le couple de calibration « températures-résistance » minimales (~ -15 °C), T<sub>0</sub> et R<sub>0</sub> représentent le couple de calibration « températures-résistance » moyen (~ 0 °C) et T<sub>+</sub> et R<sub>+</sub> représente le couple de calibration « températures-résistance » maximales (~ 50 °C). Les paramètres A, B et C sont les constantes dérivées pour l'équation de Steinhart et Hart (1968).

# Annexe 9 – Profils thermiques mesurés ponctuellement dans les puits



Profils thermiques mesurés ponctuellement dans les puits d'observation hydrologiques au cours de l'année 2013. A correspond au puit situé dans la forêt boréale, sous une parcelle de lichen (Top3), B correspond au puit situé dans la forêt boréale, sous une parcelle de mousse (Slope4), C correspond au puit situé dans le milieu humide arbustif, où l'écoulement n'apparaît pas une possibilité (p114) et D correspond aux deux puits situés dans le milieu humide, où le potentiel d'écoulement hypodermique apparaît considérable (p110 et S0).



Profils thermiques mesurés ponctuellement dans les puits d'observation hydrologiques au cours de l'année 2013. E correspond au puit situé dans la tranchée drainante, juste avant le ponceau (Ditch), F correspond au puit dans le milieu perturbé, au pied du remblai du côté amont de la route (BH12-998) et G correspond au puit dans le milieu perturbé, au pied du remblai du côté aval de la route (BH12-1003). À titre comparatif, H correspond au profil thermique mesuré aux mêmes dates par le système d'acquisition de données automatisé (voir l'annexe 6) dans le remblai de la route à la section de référence, sous la ligne de centre (YG4-3).

## Annexe 10 – Détail des assemblages pédo-sédimentaires

Les assemblages pédo-sédimentaires du pergélisol se déclinent en 12 catégories caractérisées par leurs matériaux et leur organisation. Le code qui leur est donné (après leur nom, *en italique*) est conforme à la classification canadienne des sols (GTCS, 2002). Les préfixes numériques réfèrent aux changements de matériel parental et les suffixes numériques réfèrent à une variation du même horizon. La description des assemblages pédo-sédimentaires observés dans le pergélisol au site d'étude suit l'énumération suivante (indépendamment de l'ordre où on les retrouve) :

- Tourbe fibreuse, pergélisolée (*Ofz*)
- Tourbe mésique, pergélisolée (*Omz*)
- Tourbe silteuse, pergélisolée (*Omz2*)
- Silt tourbeux, pergélisolé (*Ahz*)
- Silt massif, pergélisolé (*Cgiz*)
- Silt massif légèrement graveleux, pergélisolé (*Cgiz2*)
- Silt tourbeux et tourbe cryoturbés, pergélisolés (*ACHybz*)
- Silt sableux et matière organique stratifiés, pergélisolés (*IACHbz*)
- Silt gravelo-sableux stratifié, pergélisolé (*IICbz*)
- Diamicton à matrice tourbeuse, pergélisolé (*IIIOMBz*)
- Diamicton à matrice silteuse, pergélisolé (*IIICbz*)
- Glace massive (*Wz*)

Trois éléments ponctuels sont aussi définis et notés :

- Fragments de bois (*BF*)
- Poches de téphra (*TE*)
- Discordances angulaires (ll)

### Tourbe fibreuse pergélisolée (*Ofz*)

La tourbe fibreuse est composée de résidus de plantes de nature variée. Ce matériel très riche en matière organique est brun pâle (la teinte varie beaucoup), est très léger et est extrêmement poreux (figure 10. 1). Son niveau de décomposition est presque nul (1-3 sur l'échelle de Von Post). Il équivaut à l'horizon *Of* décrit dans la section concernant la pédologie lorsque rencontré dans la couche active.



Figure 10. 1 – Carotte séchée de tourbe fibrique. Elle a été récoltée au haut du forage S0 (15-20 cm) et son contenu organique a été mesuré à 64 %.

### Tourbe mésique, pergélisolée (*Omz*)

La tourbe mésique est un matériel très riche en matière organique, son contenu approximatif s'élève au-delà de 70 %. Un niveau de décomposition bien faible (2-5 sur l'échelle de Von Post) le caractérise et il incorpore une faible fraction silteuse (<30 %). Ce matériel bien hétérogène est reconnu à sa couleur brun foncé (10YR2/1 lorsqu'humide), voire noir, et sa très haute porosité (figure 10. 2). Il fait référence à l'horizon *Om* décrit dans la section concernant la pédologie lorsque dans la couche active.



Figure 10. 2 – Carotte de tourbe mésique. Elle a été récoltée au bas du forage S0 (20-25 cm) et son contenu organique a été mesuré à 64 %. Noter sa cryostructure interstitielle invisible à gauche et au centre et interstitielle visible à droite.

### Tourbe silteuse, pergélisolée (*Omz2*)

La tourbe silteuse est un matériel très riche en matière organique, son contenu approximatif se situe entre 30 et 70 %. Un certain niveau de décomposition peu avancé le caractérise (2-5 sur l'échelle de Von Post) et il incorpore une fraction silteuse significative (figure 10. 3). Ce matériel est reconnu à sa couleur brun foncé (10YR2/1-2 lorsqu'humide), à sa compressibilité significative et au sable fin (partie de la boue visible à l'œil nu) s'écoulant avec l'eau drainée lorsqu'il est compressé dans la main. Gelé, ce matériel ne réfère à aucun horizon des cryosols et peut dorénavant être qualifié *Omz2* : une variante plus minérale du premier horizon organique (*Omz*).



Figure 10. 3 – Carotte de tourbe silteuse. Elle a été récoltée du forage BH12-1005 (83-103 cm) et son contenu organique a été mesuré à 35 %. Noter sa cryostructure interstitielle invisible au centre à interstitielle visible vers les extrémités.

### Silt tourbeux, pergélisolé (*Ahz*)

Le silt tourbeux est un matériel principalement minéral et enrichi en matière organique, son contenu approximatif se situe entre 5 et 30 % (figure 10. 4). Son niveau de décomposition est impossible à identifier par la technique de Von Post (GTCS, 2002) vu l'abondance de matière minérale. Ce matériel est reconnu à ses différentes teintes de brun relativement pâles et grisâtres (5Y2.5/2 lorsqu'humide). Il fait référence à l'horizon *Ah* décrit dans la section concernant la pédologie lorsque dans la couche active.



Figure 10. 4 – Carottes de silt tourbeux. Elles ont été récoltées dans les forages et BH12-1005 (70-85 cm) et BH12-997 (32-40 cm), leur contenu organique a été mesuré à 24 et 8 %. Noter leur cryostructure ataxitique et stratifiée et leur teinte bien brune et gris relativement brunâtre.

### Silt massif, pergélisolé (*Cgjz*)

Le silt massif est relativement homogène, uniforme et ne contient qu'une quantité négligeable de matière organique (<5 %). Sa couleur gris pâle (2.5Y3/2 lorsqu'humide, sans inclure les gleyifications) est caractéristique. Les gleyifications sont souvent présentes, et soutiennent un degré de développement plutôt variable (figure 10. 5). Par ailleurs, ce matériel peut aussi inclure des plans de faille marqués d'oxyde ferrique (orange à brun) en périphérie lorsque pergélisolé (figure 10. 6). Ce sédiment correspond à l'horizon *Cgj* identifié dans la couche active à la section concernant la pédologie.



Figure 10. 5 – Carotte de silt massif. Elle a été récoltée du forage Top3 (18-38 cm) et son contenu organique a été mesuré à 2 %. Noter sa légère gleyification.



Figure 10. 6 – Carotte de silt massif incluant un plan de faille oxydé (flèche rouge). Elle a été récoltée du forage YG5-1 (244-279 cm). Photo : Stephani (2013).

#### Silt massif avec graviers parsemés, pergélisolé (*Cgj2*)

Ce matériel est identique au précédent et correspond au matériel parental des cryosols statiques gleyiques thixotropiques légèrement graveleux (*Cgj2*) identifiés dans la couche active à la section sur la pédologie.

#### Silt et tourbe désordonnés, pergélisolés (*AChybz*)

Le silt tourbeux et la tourbe désordonnés constituent un mélange hétérogène dont la teneur en matière organique varie grandement selon la parcelle observée (à l'échelle décimétrique). Son apparence en mosaïque (des deux composantes) est un bon indicateur; la tourbe s'organise en blocs relativement consolidés et le silt s'insère entre les blocs (figure 10. 7). Ce sédiment n'est pas rencontré en surface, mais seulement à une certaine profondeur dans le pergélisol. Ayant évidemment subi la pédogenèse, l'horizon systématiquement rencontré sous

un horizon de silt massif est enfoui et sa perturbation peut raisonnablement être associée à la cryoturbation. Après ces observations, il pourrait être classé comme *AChybz*.



Figure 10. 7 – Carotte de silt et tourbe désordonnés. Elle a été récoltée du forage YG1-1 (529-546 cm). Noter que la saturation de la couleur a été augmentée afin de différencier la tourbe du silt. Noter la cryostructure stratifiée-lenticulaire dans le silt et la cryostructure interstitielle invisible dans la tourbe. Photo : Stephani (2013).

#### Silt sableux et matière organique stratifiés, pergélisolés (*IIAChbz*)

La couche de silt sableux et de matière organique stratifiée est organisée en strates de 0.5 à 5 cm d'épaisseur (figure 10. 8). La quantité de sable plus grossier et gravier ne semble pas particulièrement élevée, quoiqu'elle puisse exister. La quantité de matière organique qu'elle inclut semble significative. L'horizon qu'elle constitue pourrait être classé *Ocobz* si son origine lacustre était présumée, mais la forte occurrence de branches rencontrées sème le doute et propose plutôt de le classer comme *IIAChbz* cumulique. Sa lithologie n'a pas été étudiée en détail faute d'échantillon préparé à cet effet. Ce matériel est considéré comme un deuxième type de matériel parental.



Figure 10. 8 – Carotte de silt et matière organique stratifiée. Elle a été récoltée du forage YG1\_1 (851-901 cm). Noter qu'en général, sa teneur en matière organique semble basse à l'exception de la partie de droite, qui en représente la partie basse. Photo : Stephani (2013).

### Silt sableux et silt gravelo-sableux stratifié, pergélisolé (*IICbz*)

Le silt gravelo-sableux contient des fines strates de silt et de sable graveleux de 0.5 à 4 cm d'épaisseur (figure 10. 9). La quantité de matière organique qu'il contient n'est pas particulièrement élevée quoiqu'elle puisse exister. Visiblement peu affecté par la pédogenèse, ce matériel est définitivement d'une nature différente de celle du silt massif (*Cgjs*) ou des silts et tourbe désordonnés (*ACHybz*) et pourrait être classé dans le deuxième type d'horizon parental *IICbz* cumulique. Sa lithologie n'a pas été étudiée en détail faute d'échantillon préparé à cet effet.



Figure 10. 9 – Carotte de silt gravelo-sableux stratifié. Elle a été récoltée du forage YG12-3 (852-863 cm).

### Diamicton à matrice tourbeuse, pergélisolé (*IIIOMBz*)

Le diamicton à matrice tourbeuse est un matériel très grossier en comparaison avec tout ce qui a été décrit jusqu'à maintenant. Ce troisième matériel parental inclut des morceaux de tourbe (figure 10. 10), parfois stratifiée, parfois épais, parfois mince, parfois mélangé (à l'échelle décimétrique), parfois non. Plusieurs morceaux de bois peuvent y être inclus. Un autre terme pour résumer cette unité serait « mélange désordonné de diamicton et tourbe boisée » et sa classe pédologique s'identifie par *IIIOMBz*. Il semble raisonnable de présumer sa lithologie similaire au diamicton à matrice silteuse (prochaine description).



Figure 10. 10 – Carotte de diamicton tourbeux. Elle a été récoltée du forage YG2181 (797-832 cm). Noter la cryostructure interstitielle invisible à microlenticulaire du côté gauche et au centre et lenticulaire du côté droit (partie basse de la carotte). Photo : Stephani (2013).

#### Diamicton à matrice silteuse, pergélisolé (*III*Cbz)

Le diamicton à matrice silteuse a une structure apparemment compacte et sans matière organique (figure 10. 11). Il est bien mal trié voire pas du tout, hétérogène. Sa fraction fine est tout de même importante. Une très vive effervescence est observée lorsque le silt est mis en contact avec de l'acide chlorhydrique diluée à 10 % et le soluté résultant jaune verdâtre jadis observé dans le silt des cryosols n'apparaît pas ici. Les fragments qu'il contient ont un émoussé de subanguleux à bien arrondi et leur lithologie est dominée par les espèces calcaires non terrigènes. Noter qu'aucune trace d'altération chimique n'est perceptible par la cassure fraîche des fragments. Visiblement peu affecté par la pédogenèse, ce matériel est définitivement d'une nature différente de celle du silt massif et des sables et silts stratifiés et pourrait être classé comme un troisième type d'horizon parental *III*Cbz.



Figure 10. 11 – Carotte de diamicton silteux. Elle a été récoltée du forage YG1\_1 (1050-1076 cm). Noter la cryostructure interstitielle invisible, l'apparence d'une certaine quantité de matière organique du côté gauche et un certain niveau d'oxydation du côté droit (partie basse de la carotte). Photo : Stephani (2013).

### Glace massive (*Wz*)

La glace a été notée lorsqu'elle occupe plus de 90 % du mélange sur une épaisseur supérieure à 0.30 m ou lorsqu'elle est indiquée ainsi dans l'annexe du mémoire de Stephani (2013). Elle inclut souvent des sédiments et des constellations de bulles qui, par rapport au plan vertical, peuvent être allongées ou écrasées.

### Fragments de bois (*BF*)

Les fragments de bois peuvent être reconnus à leur couleur brune, ils montrent un niveau de décomposition nul (ou presque). Pour être noté comme tel, leur diamètre doit dépasser les 0.3 cm. Un exemple de fragment peut être observé à la base de la carotte sur la figure 10. 8.

### Poches de téphra (*TE*)

Le téphra est reconnu à sa granulométrie plutôt fine et hétérogène (argile, silt et sable), à sa couleur relativement pâle (2.5Y4/2 lorsqu'humide) ainsi qu'à sa densité apparente relativement basse (figure 10. 12). Il contient une fraction visible de grains de sable blanc très friables et il réagit fortement lorsque mis en contact avec de l'acide chlorhydrique diluée à 10 % sans laisser le soluté jaune verdâtre observé sur le matériel thixotropique des cryosols. Il a été observé en couche relativement continue juste sous la surface (dans une plage de  $\pm 0.50$  m) et de manière très désordonnée plus en profondeur (entre 4 et 9 m de profondeur).



Figure 10. 12– Couche de téphra. Elle a été récoltée du forage BH12-997 (40-55 cm).

### Discordances angulaires (*ll*)

Certaines discordances angulaires sont observées dans les carottes. Dans certains cas, le plan horizontal est enfoui sous une stratification lobée vers la paroi et dans d'autres cas, le dépôt lobé vers la paroi est tronqué et enfouis sous un plan horizontal. Le clivage des plans discordants

est exacerbé par les pointillés rouges sur la figure 10. 13. Certaines réserves doivent être gardées par rapport au sens des discordances et leur interprétation vu la forte probabilité que des carottes aient été renversées durant les procédures.

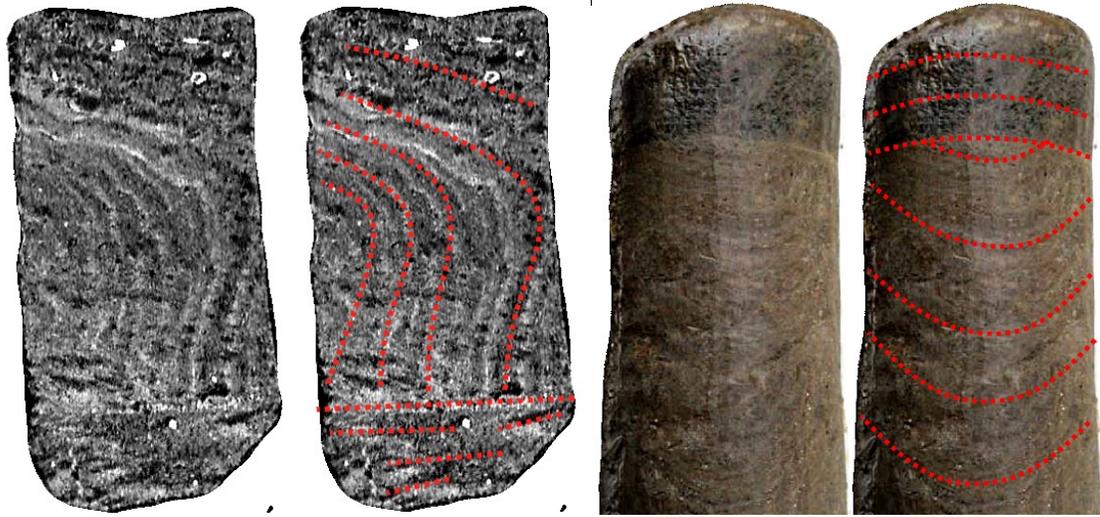


Figure 10. 13 – Discordance normale représentée par tomodensitométrie, la carotte provient du forage YG2-2 (1490-1554 cm). Discordance inverse, la carotte provient du forage YG2-1 (332-364 cm). Photo : Stephani (2013).

## Annexe 11 – Détail des assemblages cryogéniques

Les assemblages cryogéniques identifiés au site se déclinent en huit. Pour chacun d'entre eux, les cryostructures constituantes sont listées en ordre d'importance :

- Cryostructure interstitielle invisible parfois un peu microlenticulaire ou réticulée (*AM*)
- Cryostructure stratifiée-lenticulaire (*SL*)
- Matrice organique – Cryostructure interstitielle visible à interstitielle invisible, et microlenticulaire (*PAM*)
- Cryostructure réticulée, stratifiée-lenticulaire, interstitielle visible et microlenticulaire (*RSPM*)
- Cryostructure microlenticulaire et stratifiée-lenticulaire (*MS*)
- Cryostructure ataxitique et stratifiée-lenticulaire (*AS*)
- Glace massive, stratifications horizontales et nuages de bulles rondes (*MH*)
- Glace massive, stratifications verticales et nuages de bulles allongées verticalement (*MV*)

Deux éléments ponctuels sont aussi identifiés et décrits :

- Lentilles notables (*LN*)
- Silt sableux isolé avec auréole réticulée (*SIR*)

### Cryostructure interstitielle invisible parfois un peu microlenticulaire et réticulée (*AM*)

La glace y est généralement invisible, elle s'insère dans la microporosité du silt, du sable, de la tourbe ou du diamicton sans en défaire le contact entre les particules (figure 11. 1). Par endroit, un léger enrichissement en glace peut être reconnu par une cryostructure microlenticulaire mais peu développée. Les microlentilles sont discontinues, agglomérées, présentent une épaisseur inférieure à 0.5 mm et peuvent être espacées de plus de 2 mm. Une cryostructure faiblement réticulée peut être reconnue de manière très ponctuelle (figure 11. 2). L'apparition de lentilles plus épaisses et d'apparence continue, ou d'agglomérations relativement denses de microlentilles (notée comme des bandes), n'est pas exclue de l'assemblage mais ne constitue qu'un phénomène marginal.



Figure 11. 1 – Carotte de silt massif avec une cryostructure interstitielle invisible. La glace est invisible à l’œil nu et ne se trouve que dans la microporosité. Elle provient de Top3 (66-77 cm)



Figure 11. 2 – Carotte de silt massif avec une cryostructure microlenticulaire (côté gauche) et interstitielle invisible faiblement réticulée irrégulière (côté droit). Elle provient du forage ADAPT2.1b (180-210 cm). L’image du bas représente la densité analysée par tomographie assistée par ordinateur ; le noir représente une densité négligeable (tel que celle de l’air) et le blanc absolu réfère approximativement à  $2.00 \text{ g/cm}^3$ , ou du silt dense saturé en glace. Noter que, par rapport à la photo, le plan montré a subi une rotation de  $90^\circ$  dans le sens antihoraire, la base se trouve à droite.

### Cryostructure stratifiée-lenticulaire (SL)

La glace y est évidente, elle se retrouve sous forme de lentilles relativement continues d’une épaisseur environnant 1 mm et avec un espacement supérieur à 3 mm (Figure 10. 4B).

Matrice organique – Cryostructure interstitielle visible à interstitielle invisible, et microlenticulaire (*PAM*)

La matrice organique révèle une cryostructure interstitielle visible *de facto* lorsqu'une certaine macroporosité la caractérise. En son absence, les cryostructures interstitielles invisibles à microlenticulaires sont caractéristiques et leurs proportions semblent être reliées au contenu en silt; plus il y en a, plus la cryostructure microlenticulaire est claire (figure 11. 3). Lorsque le matériel est plus minéral, des lentilles plus épaisses et d'apparence continue peuvent apparaître comme un phénomène marginal.



Figure 11. 3 – Carotte de tourbe silteuse avec la cryostructure typique de la matrice organique, La partie de gauche (haut) est caractérisée par une cryostructure interstitielle visible et celle de droite, par une cryostructure microlenticulaire. La carotte provient de BH12-1005(20-34 cm).

Cryostructure réticulée chaotique, stratifiée, interstitielle visible et microlenticulaire (*RSPM*)

La glace prend une forme très variable. Les cryostructures stratifiées-lenticulaires, microlenticulaires, interstitielle visibles et interstitielle invisibles peuvent être brièvement reconnues, mais c'est plutôt l'apparence chaotique qui domine (figure 11. 4). Malgré cette qualité, elle ne répond pas nécessairement à la description de Fortier et al. (2008) vu sa forte occurrence de matière organique et l'apparence très perturbée du matériel.

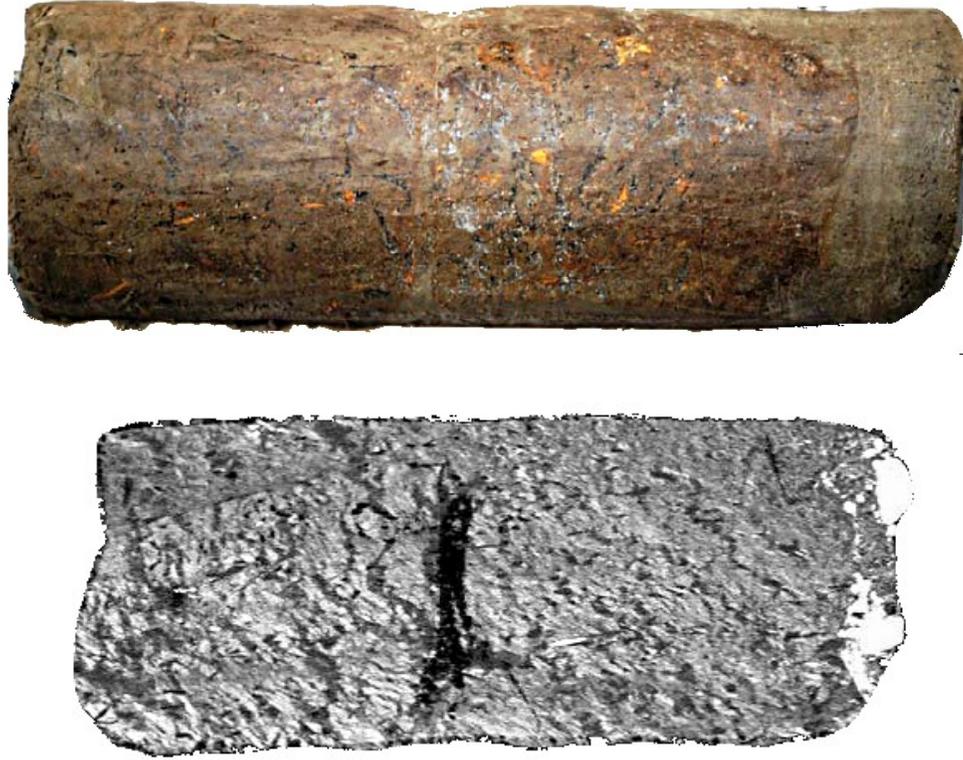


Figure 11. 4 – Carotte de silts et tourbe désordonnés. La cryostructure est réticulée irrégulière mais pas nécessairement chaotique. Sur la photo du haut, noter la cryostructure microlenticulaire à l'extrême droite (au bas). L'exemple vient d'YG2-2 (952-981 cm). Photo : Stephani (2013). Sur la tomographie du bas, noter l'organisation distordue de la glace/tourbe et du silt, ainsi que la poche de gaz au centre. La carotte provient du forage YG3-2 (925-952 cm).

#### Cryostructure microlenticulaire et stratifiée-lenticulaire (MS)

La glace se retrouve principalement sous forme microlenticulaire, où les lentilles discontinues d'une épaisseur inférieure à 0.5 mm forment un réseau plutôt continu par leur enchevêtrement. La glace peut aussi parfois sembler stratifiée. L'apparition de lentilles plus épaisses et d'apparence continues, ou d'agglomérations relativement denses de microlentilles (notée comme des bandes), n'en est pas exclue mais ne constitue qu'un phénomène marginal (figure 11. 5).



Figure 11. 5 – Carotte de silt massif avec une cryostructure microlenticulaire (la glace apparaît en noir) et une bande de microlentilles. Elle provient de BH12-997 (75-90 cm).

#### Cryostructure ataxitique et stratifiée-lenticulaire (*AS*)

La glace forme une matrice continue et inclut des fragments de roche ou des agglomérats de sédiment suspendus. Les agglomérats peuvent s’y retrouver sous forme de polyèdres ou de lentilles dont la grandeur du plus petit axe est généralement supérieure à 0.5 mm (figure 11. 6). L’apparition de lentilles plutôt épaisses et d’une apparente continuité, ainsi que l’inclusion de veines de glace est fréquemment observée.

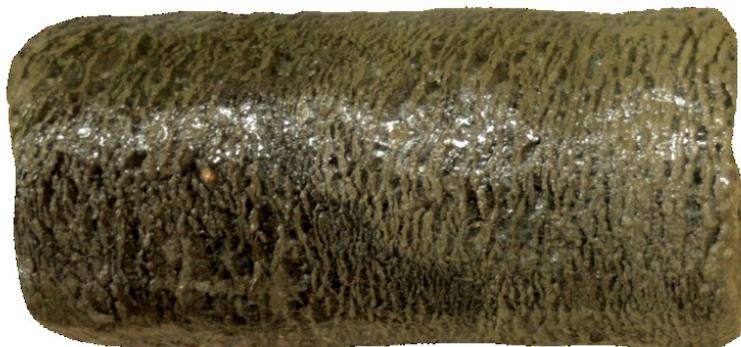


Figure 11. 6 – Carotte de silt massif avec une cryostructure ataxitique où le sédiment se trouve sous forme de lentilles. Elle provient de Slope4 (72-94 cm).

#### Glace massive, stratifications horizontales et nuages de bulles aplaties (*MH*)

Bien qu’elle puisse inclure une partie non négligeable de sédiments minéraux ou organiques, son contenu apparent en glace est supérieur à 95 %. La glace apparaît comme une superposition de plusieurs couches horizontales (figure 11. 7) incluant typiquement aussi des bulles d’apparence aplaties sur le plan horizontal.



Figure 11. 7 – Carotte de glace massive stratifiée horizontalement incluant des nuages de bulles aplaties sur le plan horizontal. Elle provient d'YG4-3 (110-140 cm). Photo: Stephani (2013).

#### Glace massive, stratifications subverticales et nuages de bulles allongées (MV)

Bien qu'elle puisse inclure une partie non négligeable de sédiments minéraux ou organiques, son contenu apparent en glace est supérieur à 95 %. La glace semble s'organiser autour d'apparentes stratifications subverticales (figure 11. 8). Elle inclut typiquement des bulles d'apparence allongées dans le sens des stratifications.



Figure 11. 8 – Carotte de glace massive. Elle provient du forage BH12-1004 (72-78 cm).

#### Lentilles notables (LN)

Les lentilles de glace notables réfèrent à une couche de glace singulière ou en bande d'une teneur en glace et/ou d'une épaisseur significativement supérieure à la normale (figure 11. 9).



Figure 11. 9 – Carottes de silt tourbeux incluant une lentille de glace singulière (partie de gauche, haut) et une bande de microlentilles (milieu de la partie de droite, bas). Elles proviennent respectivement des forages YG2-1 (470 cm) et YG2-2 (495 cm). Photos: Stephani (2013).

#### Silt sableux isolé avec auréole réticulée (*SIR*)

Le silt sableux isolé réfère à une intrusion sédimentaire, visiblement perturbée, encadrée par une cryostructure clairement réticulée (figure 11. 10).



Figure 11. 10 – Carotte de silt sableux incluant un pseudomorphe isolé et une auréole de glace réticulée. Elle provient du forage YG3-3 (380-400 cm). Photo : Stephani (2013).

## Annexe 12 – Propriétés physiques du matériel en surface

Sondage	Profondeur			Masse volumique originale		Composition			Densités		
	Supérieure	Inférieure	Moyenne	Gelée	Sans eau/glace	Eau gravimétrique	Glace excédentaire	Matière organique	Densité apparente	Densité spécifique	Porosité
Nom	(m)	(m)	(m)	(g/cm <sup>3</sup> )	(g/cm <sup>3</sup> )	(g/g)	(cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	(g/g)	(g/cm <sup>3</sup> )	(g/cm <sup>3</sup> )	(cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )
Forêt				-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Slope1	0.27	0.42	0.345	0.96	0.20	3.84	0.00	0.42	0.18	-----	-----
Slope2	0.25	0.45	0.35	1.87	1.43	0.30	0.09	0.05	1.57	2.78	0.44
Slope2	0.49	0.59	0.54	2.11	1.71	0.23	0.00	0.05	1.39	2.74	0.49
Slope3	0.15	0.23	0.19	1.16	0.42	1.79	0.00	0.39	0.49	-----	-----
Slope4	0.14	0.36	0.25	1.16	0.44	1.64	0.00	0.28	0.51	2.32	0.78
Slope4	0.36	0.46	0.41	1.63	1.15	0.42	0.00	0.12	1.38	2.10	0.34
Slope4	0.46	0.53	0.495	1.27	0.45	1.85	0.61	0.16	1.14	2.50	0.54
Slope4	0.53	0.78	0.655	1.27	0.57	1.22	0.60	0.07	1.45	2.68	0.46
Slope4	0.78	0.94	0.86	1.33	0.60	1.21	0.55	0.05	1.36	2.77	0.51
Top1	0.2	0.3	0.25	0.89	0.21	3.34	0.00	0.57	0.34	-----	-----
Top2	0.2	0.33	0.265	1.08	0.22	4.03	0.00	0.58	0.34	-----	-----
Top2	0.33	0.4	0.365	1.92	1.36	0.41	0.17	0.05	1.64	-----	-----
Top2	0.4	0.52	0.46	1.89	1.57	0.20	0.05	0.04	1.66	2.80	0.41
Top3	0.13	0.18	0.155	0.92	0.34	1.69	0.00	0.56	0.45	1.97	0.77
Top3	0.18	0.38	0.28	1.92	1.49	0.29	0.13	0.03	1.71	2.81	0.39
Top3	0.38	0.47	0.425	1.90	1.68	0.13	0.00	0.02	1.65	2.77	0.40
Top3	0.67	0.77	0.72	2.05	1.72	0.19	0.00	0.02	1.60	2.77	0.42
Top3	0.76	0.84	0.8	1.16	0.36	2.19	0.77	0.02	1.61		
Top3	0.84	0.9	0.87	1.41	0.65	1.19	0.60	0.02	1.62	2.79	0.42
Milieu humide				-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
BH12-0997	0.21	0.32	0.265	0.97	0.64	0.52	0.55	0.10	1.43	-----	-----
BH12-0997	0.32	0.4	0.36	1.75	1.23	0.42	0.04	0.08	1.28	2.65	0.52
BH12-0997	0.4	0.5	0.45	1.61	1.09	0.47	0.00	0.14	1.23	2.63	0.53
BH12-0997	0.5	0.55	0.525	1.58	0.67	1.36	0.37	0.15	1.07	2.48	0.57
BH12-0997	0.57	0.75	0.66	1.31	0.45	1.91	0.65	0.12	1.29	2.57	0.50
BH12-0997	0.75	0.9	0.825	1.24	0.49	1.51	0.58	0.14	1.17	2.46	0.52
BH12-0998	0.21	0.35	0.28	0.96	0.29	2.30	0.00	0.69	0.40	1.90	0.79
BH12-0998	0.35	0.5	0.425	1.47	0.82	0.79	0.18	0.14	1.01	2.48	0.59
BH12-0998	0.5	0.62	0.56	1.39	0.49	1.83	0.61	0.15	1.24	2.61	0.52
BH12-0998	0.62	0.7	0.66	1.68	1.21	0.39	0.12	0.08	1.37	2.64	0.48
BH12-0998	0.7	0.9	0.8	1.22	0.42	1.89	0.62	0.16	1.12	2.61	0.57
BH12-1004	0.2	0.48	0.34	0.97	0.21	3.66	0.00	0.67	0.45	1.86	0.76
BH12-1004	0.48	0.52	0.5	1.21	0.36	2.33	0.65	0.23	1.04	-----	-----
BH12-1004	0.6	0.7	0.65	1.10	0.33	2.40	0.72	0.17	1.14	2.32	0.51
BH12-1004	0.7	0.92	0.81	1.05	0.25	3.16	0.78	0.18	1.13	2.37	0.52
BH12-1005	0.2	0.34	0.27	0.84	0.12	6.06	0.00	0.86	0.17	1.77	0.90
BH12-1005	0.34	0.37	0.355	1.14	0.42	1.70	0.17	0.58	0.51	-----	-----
BH12-1005	0.37	0.42	0.395	1.71	1.13	0.52	0.11	0.15	1.26	2.31	0.45
BH12-1005	0.42	0.55	0.485	1.28	0.40	2.19	0.59	0.20	0.98	2.30	0.58
BH12-1005	0.55	0.7	0.625	1.05	0.31	2.40	0.57	0.32	0.71	2.04	0.65
BH12-1005	0.7	0.85	0.775	1.16	0.40	1.88	0.53	0.24	0.86	2.00	0.57

Sondage	Profondeur			Masse volumique originale		Composition			Densités		
	Supérieure	Inférieure	Moyenne	Gelée	Sans eau/glace	Eau gravimétrique	Glace excédentaire	Matière organique	Densité apparente	Densité spécifique	Porosité
Nom	(m)	(m)	(m)	(g/cm <sup>3</sup> )	(g/cm <sup>3</sup> )	(g/g)	(cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	(g/g)	(g/cm <sup>3</sup> )	(g/cm <sup>3</sup> )	(cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )
BH12-1005	0.85	1.03	0.94	1.16	0.32	2.69	0.48	0.34	0.61	1.86	0.67
p110	0.02	0.1	0.06	0.95	0.02	42.90	0.00	0.98	0.03	2.16	0.99
p110	0.2	0.37	0.285	0.90	0.14	5.55	0.00	0.67	0.23	1.75	0.87
p110	0.4	0.55	0.475	1.00	0.14	6.14	0.68	0.48	0.44	1.97	0.77
p114	0.3	0.42	0.36	1.25	0.25	3.96	0.35	0.64	0.39	2.15	0.82
p114	0.4	0.5	0.45	1.44	0.54	1.69	0.35	0.17	0.83	2.26	0.63
p114	0.5	0.6	0.55	1.29	0.59	1.17	0.52	0.11	1.23	2.56	0.52
p114	0.6	0.75	0.675	1.25	0.64	0.97	0.42	0.12	1.11	2.62	0.58
p114	0.83	0.95	0.89	1.34	0.63	1.12	0.34	0.14	0.95	2.47	0.61
p114	0.95	1.07	1.01	1.26	0.55	1.28	0.55	0.18	1.22	2.77	0.56
p114	1.07	1.22	1.145	1.17	0.25	3.76	0.81	0.09	1.28	2.65	0.52
p114	1.22	1.41	1.315	1.21	0.47	1.58	0.61	0.11	1.22	2.63	0.54
p114	1.41	1.63	1.52	1.36	0.70	0.94	0.42	0.10	1.19	2.67	0.55
p114	1.75	1.81	1.78	1.27	0.58	1.20	0.47	0.15	1.09	2.50	0.56
S0	0.15	0.25	0.2	1.23	0.29	3.25	0.00	0.64	0.23	1.94	0.88
S0	0.36	0.42	0.39	1.20	0.36	2.30	0.67	0.36	1.08	-----	-----
S0	0.42	0.55	0.485	1.53	0.89	0.72	0.10	0.20	0.99	2.70	0.63
S0	0.55	0.59	0.57	1.45	0.70	1.06	0.00	0.29	0.36	2.06	0.83
S0	0.59	0.75	0.67	1.08	0.30	2.57	0.49	0.36	0.60	2.17	0.72
S0	0.75	0.85	0.8	1.14	0.34	2.37	0.36	0.40	0.53	1.57	0.66

Propriétés physiques des échantillons de sol récoltés.

# Incidence of Late Pleistocene-Holocene Climate on the Concurrent Landscape and Permafrost Development of the Beaver Creek Region, Southwestern Yukon, Canada



GEO Québec  
2015

*Challenges from North to South*

*Des défis du Nord au Sud*

Sliger M., Fortier, D., deGrandpré, I. & Lapointe-Elmrabti, L.  
*Department of Geography – University of Montreal, Montreal, Quebec, Canada*

## ABSTRACT

The Beaver Region is located in southwestern Yukon and was not glaciated during the last glacial advance (Late Wisconsinian, 26-11.7Ky BP). The site lies on Middle Wisconsinian to Holocene deposits covering a disintegration moraine; prior cryostratigraphic investigations have shown the presence of ice-rich cryofacies and syngenetic ice wedges down to 10 m below the surface. The objective of this paper is to propose a conceptual model linking the permafrost cryostratigraphy to the post-glacial climate history. 29 boreholes have been analysed in relation to the topography, ecology and pedology. Five cryostratigraphic units have been defined, characterized and related to specific development stages. As results, the contemporary landscape can be defined in two contrasted zones; mesic convex, and humid concave areas. This differentiated geomorphology affects the modern landscape evolution from a geothermal, hydrologic, ecologic, pedogenic and cryogenic perspective.

## RÉSUMÉ

La région de Beaver Creek est située au sud-ouest du Yukon et n'a pas été englacée lors de la dernière avancée glaciaire (Wisconsinien tardif, 26-11.7 ka BP). Le site repose sur des dépôts récents (du Wisconsinien Moyen à l'Holocène) recouvrant une moraine de désagrégation; des études cryostratigraphiques préalables ont montré la présence de cryofaciès riches en glace et de coins de glace jusqu'à 10 m sous la surface. L'objectif de cet article est de proposer un modèle conceptuel reliant la cryostratigraphie du site avec l'histoire post-glaciaire. 29 forages ont été analysés en relation avec la topographie, l'écologie et la pédologie. Cinq unités cryostratigraphiques ont été définies, caractérisées et assignées à autant de stages de développement spécifiques. Enfin, le paysage actuel peut être divisé en deux zones contrastées; un environnement à topographie convexe et mésique puis un concave et humide. La géomorphologie différenciée affecte l'évolution contemporaine du paysage d'une perspective géothermique, hydrologique, écologique, pédogénique et cryogénique.

## INTRODUCTION

During the Pleistocene, the landscape of southwestern Yukon (Canada) was extensively transformed by several regional glaciations (Jackson & al. 1991; Scudder 1997; Fuller & Jackson 2005). During the last glacial maximum (regionally referred as the McConnell glaciation ~24 ky BP – Jackson 1991), the Cordilleran Ice Sheet covered most of north-western America and merged with the Laurentide Ice Sheet up to southwestern North-West Territories (Dyke 2004). Extensive areas of Siberia, Alaska and Yukon remained ice-free. This region, Beringia, extended from the Lena River in Siberia (Russia) to the Mackenzie River in the North-West Territories (Canada) (Fig.1) (Anderson & Lozhkin 2001; Elias & Brigham-Grette 2013). Much of Beringia preserved an exceptional sedimentary record of Pleistocene environmental change as well as an important volume of ground ice and carbon (Schirmermeister et al. 2013).

This paper is concerned with periglacial terrains that remained unglaciated during the last glacial maximum in southwestern Yukon. Specifically, our study focused on the Beaver Creek area which is located in the Wellesley basin,

north of the Kluane range and 10-20 km north of the Shakwak trench (Fig.2). The Wellesley basin sits at the base of the St-Elias Mountains, where the St-Elias glacial lobe ended as a piedmont glacier complex more than once during the Pleistocene (Fig.2) (Jackson & al. 1991).

Because of its particular location, this site was glaciated under the Mirror Creek glaciation, most probably until the end of Early Wisconsinian (55-50 ky BP for the Gladstone glaciation – Ward & al. 2007), but remained ice-free under the McConnell glaciation during the Late Wisconsinian (Fig.2) (Rampton 1971; Vermaire & Cwynar 2010). At the terminus of St-Elias piedmont glacier complex (Jackson & al. 1991), the Mirror Creek glaciation left a non-oriented hummocky disintegration moraine deposits 5 km south of the town of Beaver Creek (Rampton 1971).

The cold continental climate of the area is characterized by short, warm and dry summers, and long, cold, and dry winters (Scudder 1997). The mean annual air temperature is -4.9 °C (Environment Canada 2015). The vegetation in the ecoregion includes boreal black and white spruce forest, subalpine spruce-willow-birch shrubland and alpine tundra at higher elevations (Scudder 1997). The surficial geology was described as dominated by till with rounded

and angular boulders in a sandy matrix covered by fibric organic material (Lipovsky and Bond 2014).

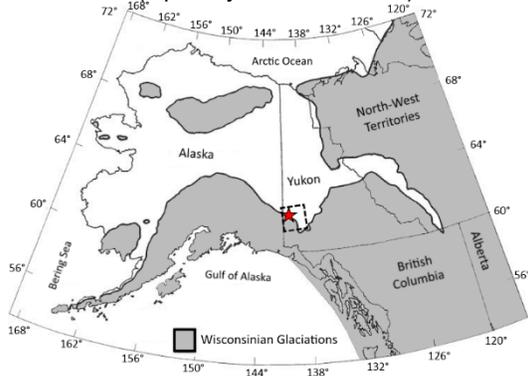


Figure 1. Localization of the study site in relation with the general Wisconsinian Glaciation limit (map from Scudder 1997). The white area in the continent refers to Eastern Beringia, the dashed square outlines the contour of Fig.2 and the red star locates the study site.

Since 2008, permafrost research has been conducted at the Beaver Creek Road Experimental Site, known as BC-RES (62° 20' N - 140° 50' W) which is located in the extensive discontinuous permafrost zone (Brown & al. 1998). Prior cryostratigraphic investigations at the site have shown the presence of ice-rich cryofacies and syngenetic ice wedges down to 10 m below the surface (de Grandpré & al. 2012; Stephani 2013; Stephani & al. 2014).

The present paper aims at presenting the cryostratigraphy at the Beaver Creek study site and to propose a model of concurrent landscape and permafrost development in relation to past climatic events during the Late Pleistocene-Holocene period.

## METHODOLOGY

Vegetation and topographic surveys were conducted as well as pedologic and cryostratigraphic investigations of the terrain to interpret local landscape and permafrost development through time.

The plant communities and their spatial distributions were characterized during field survey and by the interpretation of a high resolution 4-colors satellite image (©WorldViewII, acquired on July 4<sup>th</sup>, 2008) and aerial pictures (flight line A24208, images 44 to 64, from the Yukon Geological Survey Library). The resulting map was created by digitizing the interpretation over the satellite image using ©ArcInfo 10.2. The topography of the site was measured with a ©Trimble R8 Differential GPS (8 mm vertical and 15 mm horizontal precisions). Data were processed using the “Spline With Barrier” tool in ArcInfo to develop a digital elevation model of the site. Soils were surveyed and classified using the Canadian Soil Classification System (SCWG 2002).

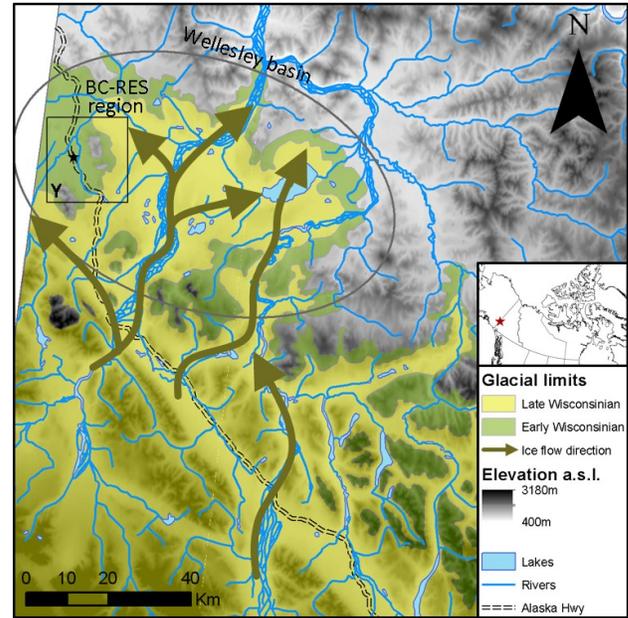


Figure 2. Glacial limits and ice flow direction over the regional topography. Study site location (star).

The cryostratigraphy was described from a compilation of 29 boreholes that were drilled along the X – X' cross-section (Fig.3). Originally, the objective of the drilling campaign was to characterize permafrost sensitivity to thawing for a road mitigation project conducted by the Engineering Branch of Yukon Highways and Public Works (Reimchen & al. 2009). The cores were extracted using a modified SIPRE core barrel 10.2 cm (4 in) in diameter. Additional boreholes were made using a standard SIPRE core 7.6 cm (3 in) in diameter. The samples were kept frozen and described in detail using a cryostratigraphic approach (Stephani 2013; 2014). Recurrent cryofacies were identified and described, cryostratigraphic units were distinguished and every core was classified according to the principles of cryostratigraphy (French & Shur 2010). Once classified, core logs were displayed on a topographic profile of the site. The cryostratigraphic units were determined based on sediment composition and organization, cryofacies, textural composition, ice and organic matter contents, wood fragments and ice wedge occurrences. The units' localization, vertical contact, lateral variations, depth and thickness were characterized and logged. Some representative cores also used to get an averaged grain-size, textural proportions and gravimetric ice and organic matter content. The grain-size distribution was measured according to ASTM D-422-63e02 (2007) and statistics were computed using the Gradistat software (Blott and Pye 2001). The ice and organic matter content measurements were based on ASTM D-2974 (2014). Finally, for each unit, some representative cores were photographed and imaged by micro-computed tomography using a ©Siemens “SOMATOM – Definition AS+ 128” scanner (resolution of 97 x 97 x 300 µm/voxel for images of 512 x 512 voxels maximum dimension). Hounsfield (1973) and Knoll (1989) can be consulted for further information about tomography. Specifically, Calmels and

Allard (2004) used this technique to analyze the cryostructures of permafrost.

## RESULTS

Figure 3 shows the ecological and geomorphological interpretation of the study area. A clear distinction appears between two typical environments: 1) the muskeg (orange zone on Fig. 3) and 2) the forest (pink patches on Fig. 3). The transition from the muskeg to the forest is gradual.

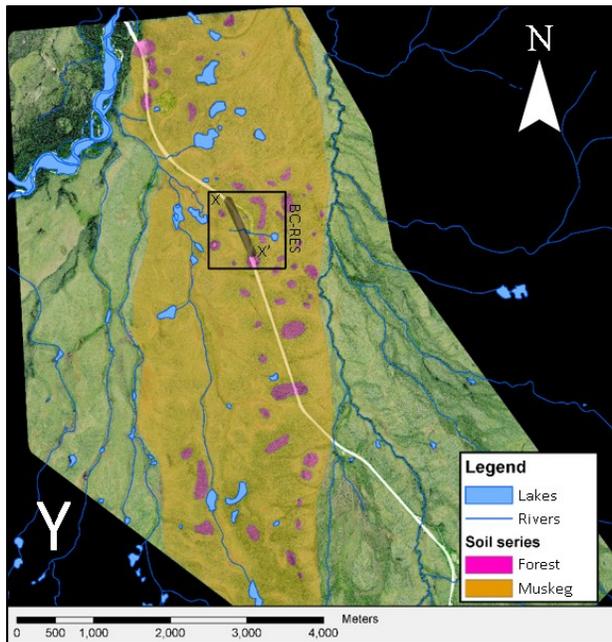


Figure 3. Satellite image of the of BC-RES vicinity (region previously framed by a black square 'Y' on Fig. 2). The orange and pink masks cover only the part of the moraine that remained essentially unaffected by any wider scale fluvial geosystems (in green). Pink represents the forest ecosystem while orange represents the muskeg and transitory ecosystem between forest and muskeg. The black square indicates the study site and the X – X' line defines the cryostratigraphic cross-section.

The muskeg, including its transition zone, covers most of the terrain over the surface of the moraine. It occupies the concave topography and represents the lower relative elevation (690-700 m). The typical vegetal community comprised 0.3-0.5 m high cotton-grass tussock, with sphagnum and brown mosses growing in the inter-tussock channels. Many 0.5-1 m dwarf birch and willow shrubs were observed in the most humid patches, while green alder and bigger willow shrubs were preferentially located along subsurface flow paths (water tracks). Stunted black spruces were distributed sparsely over the muskeg and their development and density progressively increased toward the forest. The muskeg soils were dominated by either a glacial, mesic or terric organic cryosol with a very thin cryic phase; the average active layer thickness was 0.5 m (min=0.3; max=0.9; Standard Deviation (SD)=0.2; n=64).

Comparatively, the forest was associated with the small hills protruding the general topography and with steeper slopes; hills' elevation approximated 5-10 m above the surrounding muskeg elevation. Their typical plant community was composed by 3-10 m clustered spruces sitting on woodland moss cushions surrounded by lichen mat. Many 2-3 m willow and white alder shrubs were observed around it. The soil generally found was a gleysolic static cryosol with a slightly gravelly and very thixotropic phase. In some places, the permafrost table was not encountered with the 1.2 m frost probe or hand auger (6 occurrences) but, if this was neglected, the active layer averaged thickness would have been 0.7 m (min=0.3; max=1.2; SD=0.2; n=71).

The cryostratigraphy is classified in five units from bottom to top (the numbers in parenthesis after titles is for the approximate depth range of each unit) : A) the diamicton, B) the stratified sediments, C) the lower ice-rich silt, D) the massive ice-poor silt and E) the upper ice-rich silt. The active layer was not considered in this classification, although it is genetically linked to the permafrost.

### Unit A – Diamicton (>12-6+ m)

Unit A consists in a diamicton characterized by sub-angular to sub-rounded rock fragments in a grey silty to sandy matrix. The particle size distribution is coarse, unsorted and contains a significant mud fraction. The dominant cryostructure is porous-visible and the permafrost is relatively ice-poor.

The average grain size is 385 µm and the gravel and coarser fraction is 25.8 %, the sand fraction is 33.8 %, the silt fraction is 31.2 % and the clay fraction is 9.2 %. There is no ice in excess of the porosity, organic matter, tephra, ice wedge nor wood fragment.

This unit was rarely encountered, occurring in only 5 % of the total 145 m of core extracted. It was always the deepest material to be recovered from boreholes and its thickness was out of reach of the coring equipment (Fig.4). Being closer to a forested hill, diamicton at YG12-2 represents the shallowest occurrence (6.15 m below the surface) while diamicton at YG5-1 represents the deepest (11.8 m below the surface). This is explained by the rolling topography of the disintegration moraine. Some rock fragments similar to the diamicton also outcrop at several locations in the forest uniquely. The surface elevation of Unit A at the site ranges from <680 m to >700 m.

### Unit B – Stratified sediments (>10-5 m)

Unit B consists in a blend of ice-poor finely stratified and/or distorted sandy to silty organic sediments that sometimes includes sand and reworked gravels. Its cryostructure ranges from porous invisible to poorly developed stratified-lenticular. It also includes crustal ice around rocks and branches.

No measurements were made on the material grain size proportions due to their high variability and very finely stratified aspect. However, it includes a significant portion of wood fragments (~37 %), some organic-rich parts, a trace of tephra and no ice-wedge.

This unit is well represented among the boreholes (in 9/29 of them), occurring in 19 % of all the core length recovered, and was found directly over unit A every time the latter was found, plus at the bottom of YG2-1, YG1-2 and YG1-3 (Fig.4). Its thickness varies around 2-3 m and its transition with the underlying unit A is different from a

sedimentary and a cryogenic perspective. In terms of sediment type and organization, the transition is very sharp while in terms of ice, porous invisible cryostructure (ice-poor permafrost) remains dominant.

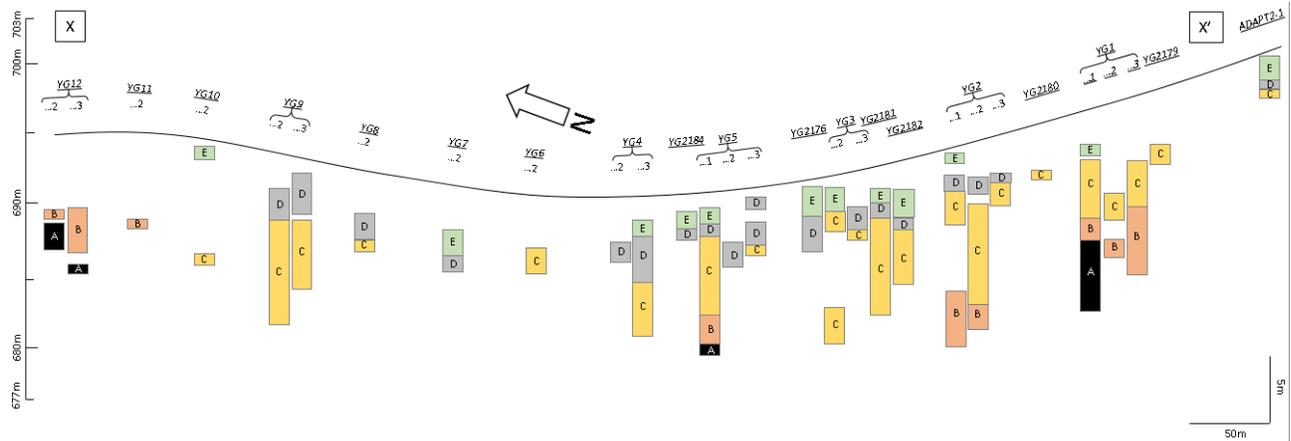


Figure 3. Cross section X – X' of the terrain showing relevant boreholes and interpreted cryostratigraphic units (A to E).



Figure 4. Typical internal structure of permafrost and appearance shown by a tomographic images (left side) and a picture (right side) of each cryostratigraphic unit (A to E). For tomographic images, white indicates dense mineral matter, dark gray indicates ice and mid-tones are proportional to the mixture proportion. The chromatic scale is not fixed and/or absolute but rather individually modulated to increase contrasts and highlight cryostructures.

#### Unit C – Lower ice-rich silt (4-2 m)

Unit C consists in an ice and organic-rich silt with well-developed microlenticular to stratified-lenticular (belt-like) and ataxitic cryostructures or a porous-visible organic matrix.

The average grain size is 19.0 µm and the gravel fraction is 1.5 %, sand fraction is 11.5 %, silt fraction is 76.1 % and clay fraction is 10.9 %. The gravimetric ice and organic matter content were respectively measured at 109 % and 7.7 %. In this unit, most of the wood fragments (~49 %), most of the ice wedges (74 %) and traces of tephra were encountered. Additionally, many cores show strata affected by ice-wedge growth.

This unit is the most widely represented, making 51 % of the 145 m of core recuperated (in 21/29 boreholes). Its general thickness was difficult to evaluate due to the lack of clear contact with the cryostratigraphic unit B. However, the data are sufficient to estimate a minimum thickness of 6 m under the lower part of the muskeg and a tendency to decrease when moving toward the forest. Where the contact with the underlying unit B was found (YG5-1 and YG1-1 – Fig.4), a gradual refinement of the

particle size was observed co-occurring with well-developed stratifications, a gradual density decrease and a quick shift toward ataxitic, stratified-lenticular and microlenticular cryostructures (ice-rich permafrost).

#### Unit D – Massive silt (3-1 m)

Unit D consists in an ice-poor grey silt. A few black spots associated to rotten rootlets and some oxidation along faults are also characteristic of this unit. The dominant cryostructure is porous-invisible with very few thin and long lenticular cryostructure in the upper portion of the unit.

The average grain size is 19.0 µm. The gravel fraction is 0.1 %, the sand fraction 17.1 %, the silt fraction 68.2 % and the clay fraction 14.0 %. The gravimetric ice and organic matter content were respectively measured at 47 % and 3 %. In this unit, only few wood fragments (~7 %), some ice-wedges (20 % of all ice-wedge compiled) and one occurrence of tephra were found.

This unit is well represented, making 19% of the 145 m core recovered (in 18/29 boreholes). It was found at a depth between 5-1 m and its general thickness was less

than 1-3 m (Fig.4). The cryostratigraphic contact with the underlying unit C was clear and frequently observed by the recognition of a thaw unconformity. From unit C upward, the mineral texture does not change but the unit is characterized by porous invisible cryostructure (ice-poor permafrost).

#### Unit E – Upper ice-rich silt (0.7-0.3 m)

Unit E consists in an ice and organic-rich sandy coarse silt. The particle size is very similar to unit D, however, the cryostructures differ: the microlenticular cryostructure content progressively increases from unit D upward to reach an elevated ice content zone where the cryostructure appeared as ataxitic and stratified-lenticular. The latter zone is delimited by two thick ice lenses (>1 cm).

The average grain size is 27.2 µm. It includes no gravel, 19 % sand, 75 % silt and 6 % clay. In the forest, the same sediments can include up to 15 % of sparse reworked gravels. The average gravimetric ice content is 184 % and tephra is found very often near the permafrost table. The average organic matter content is 17.5 % and tends to reach its maximum near the permafrost table.

This unit is present all over the terrain, but has not been recovered very often in the X – X' cross-section. It was found in 11/29 boreholes, representing only 12 % of the total recovered length. When accessible, its bottom was encountered at about 2-3 m below the surface (Fig.4). The cryostructure transition from the underlying unit D is gradual. This unit includes ice-wedges 1 m below the muskeg surface, and none was observed in the forest. This unit could be present in a greater extent, under the hilltops where it was impossible to drill with a portable SIPRE Corer due to the presence of coarse fragments in the slightly gravelly static cryosol.

### INTERPRETATION AND DISCUSSION

Each cryostratigraphic unit is concordant with a climatic event of the Late Pleistocene. Five general development stages were deducted: 1) the ice retreat, 2) the interstadial soil development, 3) the yedoma build-up, 4) the partial thaw and 5) the contemporary permafrost aggradation (Fig.5).

#### Stage 1 – Ice Retreat

Stage 1 corresponds with unit A and refers to the period when and where the glacier recessed and set the Mirror Creek hummocky disintegration moraine landscape composed of ablation and lodgement till. It most probably occurred at the end of Early Wisconsinian.

Considering the general absence of permafrost under ice lobes (French 2007) and the low ice content found in such a fine-rich diamicton, the permafrost could be interpreted as epigenetic and the moraine would have remained partially unfrozen during this stage. Residual ice in the moraine is probable according to the regional tendency of glacier to end on ice-cored moraines (Rampton 1970; Johnson 1971). In this first step, the landscape might have been very uneven (Rampton

1971) and important slope processes would have quickly reworked the hummocks to fill the base of depressions. Obviously, no vegetation was present at the beginning but quite soon, organic matter could have started to accumulate in stable areas.

#### Stage 2 – Interstadial soil development

Stage 2 corresponds to unit B and refers to peatland and lacustrine environment development on a relatively stabilized moraine complex. Moreover, the stratified cores suggest some alluvial activity and probably solifluxion and sheet erosion towards depressions.

Being defined by a fine material and a porous invisible cryostructure, the permafrost here is interpreted as epigenetic and ice-poor. Directly postdating the Early Wisconsinian, Stage 2 marks the beginning of the Middle Wisconsinian. In Beringia, it is characterized by a general warming where conditions remained however colder and drier than presently, sustained an open herb tundra vegetation and, near the end, sustained some tree patches (Anderson & Lozhkin 2001; Vermaire & Cwynar 2010; Elias & Brigham-Grette 2013).

#### Stage 3 – Yedoma build-up

Stage 3 corresponds to unit C and refers to the aggradation of a yedoma deposit. This specific term refers to Late Pleistocene ice-rich syngenetic permafrost of Beringia (Elias & Brigham-Grette 2013; Schirmermeister & al. 2013). The dominant silty texture of this unit and the proximity of the site to a prior outwash plain suggests that periglacial aeolian processes had a strong geomorphic influence on permafrost aggradation (Seppälä 2004). Locally, it indicates severe, cold, and xeric periglacial climatic conditions during the Late Wisconsinian. These conditions may reflect the glacial advance recognized at Silver Creek, about 200 km southward in the Shakwak trench, as early as 29.6 ky BP (Denton & Stuiver 1967).

#### Stage 4 – Permafrost degradation

Stage 4 corresponds to unit D and refers to a paleoactive layer interpreted on the base of a secondary thaw unconformity (French & Shur 2010) where it reaches into unit C. More precisely, the invisible porous cryostructure, truncated ice-wedges, oxidized faults and gleyifications suggest that a generalized warming would have triggered permafrost degradation, active layer deepening, and the thaw-settlement and drainage of soils. The original cryostructure of this section of the yedoma disappeared (melted) and current conditions suggest epigenetic permafrost recovery (refreezing) in the past.

#### Stage 5 – Contemporary permafrost aggradation

Stage 5 corresponds to unit E and refers to the most recent climate conditions. The ashes found near the permafrost table are most likely associated with the White River tephra (1.40 & 1.25 ky BP – Fuller & Jackson

2005; Turner et al. 2013). The base of Unit E is relatively organic-poor and the microlenticular ice content increases upward. This suggests decelerating syngenetic aggradation of aeolian silt (Kanevskiy 1993). The fact that mineral syngenetic permafrost buries the refrozen unit D demonstrates that the aeolian source was still active after the thaw event of Stage 4. However the timing of this event is unknown.

Upon subsequent cooling, the ice-wedges observed in the muskeg zone have extended downward (epigenetically) in the refrozen unit D and upward (syngenetically). The upper ataxitic zone at the permafrost table is interpreted as the intermediate layer and corresponds to the cessation of silt deposition and related ecosystemic stabilization (Kanevskiy, 2003; Shur & al. 2005; French & Shur 2010).

#### Topographic significance

During the Stage 1, the post-glacial topography likely remained quite complex and chaotic. At the end of the Early Wisconsinian, various geomorphic processes contributed to hill denudation and infilling of hollows. The terrain readjustment during stage 2 is interpreted as a period of solifluxion and alluvial activity. The onset of stage 3 during the Middle Wisconsinian was characterized by important silt, peat and ice accumulation, especially in topographic lows. Humid ground conditions and active layer development favoured peat accumulation and was accompanied by aeolian sedimentation. While it happened, solifluxion contributed to the sedimentary budget as the material is thixotropic (Unit 2C - Stephani 2013; Stephani et al. 2014). During permafrost degradation at stage 4, the upper portion of the ice-wedge network have partially melted and the ground surface experienced thermokarst subsidence and gullying (Kokelj & Jorgenson 2013). Finally at stage 5, the silt, peat and ice accumulation resumed preferentially in hollows where conditions were conducive to permafrost aggradation.

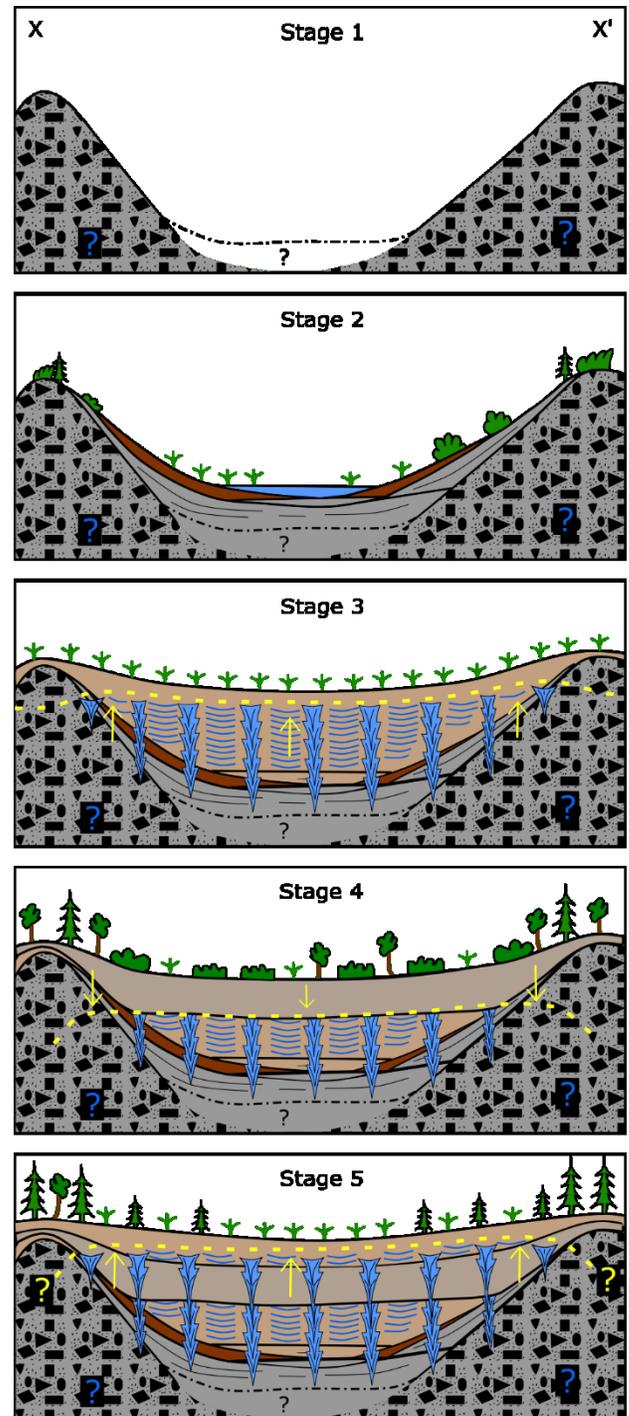


Figure 5. Landscape development and permafrost aggradation sequence at the study site across the section X – X' (Figs. 2 and 3). The drawing of Stage 5 reflects our understanding of the cryostratigraphic framework. Note that the vertical exaggeration is about one third that of Figure 3. The arrows and dashed yellow line represent the permafrost table elevation (lowering for stage 4). Blue interrogation marks indicates uncertain cryostratigraphic conditions and the yellow ones denote the questionable presence of permafrost.

The contrast between the forested hills and the muskeg depressions is of primary importance since differential topography, ecology, pedology and cryostratigraphy, directly linked with the original moraine setup, induces differential landscape evolution.

## CONCLUSION

Two permafrost zones are fundamentally contrasted at the Beaver Creek study site. The muskeg and transitory areas are concave, have a thin active layer and sit on an organic cryosol covering a polygenetic Late-Pleistocene-Holocene permafrost sequence. In contrast, the forested zones are convex and protruding, have a thick active layer (sometimes >1.2 m) and sit on a static cryosol covering a relatively thin (<6 m) and potentially discontinuous epigenetic permafrost where the cryostratigraphic sequence is thinner and possibly incomplete.

The cryostratigraphy indicates that the Mirror Creek disintegration moraine, likely formed at the end of the Early Wisconsinian, played a major structural role in the permafrost aggradation history. Reworking of glacial deposits by alluvial and solifluction activity and peat accumulation in the depression of the hummocky moraine likely occurred during the Middle Wisconsinian period and was followed during the Late Pleistocene by the yedoma build-up. A major thaw event, the timing of which is unknown, interrupted the syngenetic permafrost aggradation. The latter resumed, and ice wedges extended upwards. During the Holocene, the aeolian sedimentation and ice wedge growth decreased significantly and peat accumulation promoted the development of a very ice-rich zone, known as the intermediate layer.

Today, the differentiated geomorphology of hills and depressions inherited from the Mirror Creek disintegration moraine continues to affect the geosystem evolution. Specific eco-geomorphological units, with distinct geothermal, hydrologic, ecologic, pedogenic, and cryogenic dynamics characterize the landscape of the Beaver Creek area. The model outlined in this paper provides a framework for conceptualizing long-term terrain dynamics and permafrost history.

## ACKNOWLEDGEMENTS

We are grateful to R. Daanen, M. Darrow, J. Malenfant-Lepage, B. Loranger, L-P. Roy, E. Stephani and J. Zottola for their help in the field: We also thank the Engineering Branch of Yukon Highways and Public Works for logistical support and access to the Beaver Creek test site. This project was funded by Transport Canada, ArcticNet, the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC), 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).

## REFERENCES

- Anderson, P.M. & Lozhkin, A.V. 2001. The Stage 3 interstadial complex (Karginskii/middle Wisconsinian interval) of Beringia: variations in paleoenvironments and implications for paleoclimatic interpretations, *Quaternary Science Reviews* 20(1-3), 93-125
- ASTM D422-63e2. 2007. *Standard Test Method for Particle-Size Analysis of Soils*, ASTM International, West Conshohocken, PA
- ASTM D2974-14. 2014. *Standard Test Methods for Moisture, Ash, and Organic Matter of Peat and Other Organic Soils*, ASTM International, West Conshohocken, PA
- Blott, S. J. & Pye, K. 2001. GRADISTAT: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments, *Earth Surface Processes and Landforms* 26(11), 1237-1248
- Brown, J., Ferrians, O.J.Jr., Heginbottom, J.A. & Melnikov, E.S. 1998. *Circum-arctic map of permafrost and ground ice conditions. Revised February 2001*, National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology. Boulder, CO
- Calmels, F. & Allard, M. 2004. Ice Segregation and Gas Distribution in Permafrost using Tomodensitometric Analysis. *Permafrost and Periglacial Processes* 15: 367-378.
- deGrandpré, I., Fortier, D. & Stephani, E. 2012. Groundwater flow under transport infrastructure: potential heat flow impacting the thermal regime of permafrost and the degradation of ground ice, *Canadian Journal of Earth Sciences* 49(8), 953-962
- Denton, G.H. & Stuiver, M. 1967. Late Pleistocene Glacial Stratigraphy and Chronology, Northeastern St Elias Mountains, Yukon Territory, Canada, *Geological Society of America Bulletin* 78(4), 485-510
- Dyke, A. S. 2004. An outline of North American Deglaciation with emphasis on central and northern Canada, in Ehlers, J. & Gibbard, P.L., eds., *Quaternary Glaciations-Extant and Chronology, Part II*, version 2b, Elsevier Science and Technology Books, Amsterdam, pp. 373-424.
- Elias, S.A. and Brigham-Grette, J. 2013. Late Pleistocene Glacial Events in Beringia in Elias, S.A., ed. *Encyclopedia of Quaternary Science*, Elsevier Science Publishers, Amsterdam, Netherland, pp.1057-1066
- Environment Canada. 2015. *Canadian climate normals 1981–2010* [online, accessed on May 5<sup>th</sup>]. <http://www.climat.meteo.gc.ca>
- French, H. 2007. *The periglacial environment*, 3<sup>rd</sup> edition, Wiley, New-York, NY
- French, H. & Shur, Y. 2010. The principles of cryostratigraphy. *Earth Science Reviews* 101: 190-206
- Fuller, T. & Jackson, L. 2005. *Quaternary Geology of the Yukon Territory*, Yukon Geological Survey Annual Meeting, pp.1-3

- Hounsfield, G.N. 1973. Computerized transverse axial scanning (tomography). Part 1. Description of system. *British Journal of Radiology* 46: 1016-1022
- Jackson, L.E., Ward, B., Duk-Rodkin, A., & Hughes, O.L. 1991. The Last Cordilleran Ice Sheet dans Southern Yukon Territory. *Géographie physique et Quaternaire*, 45(3), 341-354
- Johnson, P.G. 1971. Ice Cored Moraine Formation and Degradation, Donjek Glacier, Yukon Territory, Canada, *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography* 53(3/4), 198-202
- Kanevskiy, M. 2003. Cryogenic structure of mountain slope deposits, northeast Russia, *8<sup>th</sup> International Conference on Permafrost (Phillips, Springman & Arenson. Eds)*. Swets & Zeitlinger, Lisse, pp. 513-518
- Knoll, G.F. 1989. *Radiation, Detection and Measurement*. John Wiley and Son, New-York, NY
- Lipovsky, P.S. & Bond, J.D. (compilers). 2014. Yukon digital surficial geology compilation, digital release 1, 08-Apr-2014, *Surficial Geology Polygons (1:100-125k)*. Yukon Geological Survey.
- Kokelj, S.V. & Jorgenson, M.T. 2013. Advances in Thermokarst Research, *Permafrost and Periglacial Processes* 24: 108-119
- Phillips, J.D. 1999. Divergence, Convergence, and Self-Organization in Landscapes, *Annals of the Association of American Geographers* 89(3), 466-488
- Rampton, V.1970. Neoglacial fluctuations of the Natazhat and Klutlan Glaciers, Yukon Territory, Canada, *Canadian Journal of Earth Sciences* 7(5), 1236-1263
- Rampton, V. 1971. Late Pleistocene Glaciations of the Snag-Klutlan Area, Yukon Territory, *Arctic* 24(4), 277-300
- Remchein, D., Fortier, D., Dore, G., Stanley, B., & Walsh, R. 2009. Cost and Constructability of Permafrost Test Sections along the Alaska Highway, Yukon. In *Proceedings of Transport Association of Canada Annual Conference*, Vancouver, B.C., pp.1-20.
- Schirmeister, L., Froese, D., Tumskey, V. & Wetterich, S. 2012. Yedoma: Late Pleistocene Ice-Rich Syngenetic Permafrost of Beringia in Elias, S.A. (Ed) *Encyclopedia of Quaternary Science*, Elsevier Science Publishers, Amsterdam, Netherland
- Scudder, G. 1997. Environment of Yukon in Danks & Downes (Eds.) *Insects of the Yukon*, Biological Survey of Canada (Terrestrial Arthropods), Ottawa, ON, pp.13-57
- Seppälä, M. 2004. *Wind as Geomorphic Agent in Cold Climates*, Cambridge University Press, Cambridge, UK
- 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
- Soil Classification Working Group (SCWG). 1998. *The Canadian System of Soil Classification*, 3<sup>rd</sup> edition. NRC Research Press, Ottawa, ON
- Stephani, E. 2013. *Permafrost Geosystem Assessment at the Beaver Creek Road Experimental Site (Alaska Highway, Yukon, Canada)*, M.Sc. Thesis, Institute of Northern Engineering. Fairbanks, AK, University of Alaska Fairbanks. AK
- Stephani, E., Fortier, D., Shur, Y., Fortier, R. & Doré, G. 2014. A geosystem approach to permafrost investigations for engineering applications, an example from a road stabilization experiment, Beaver Creek, Yukon, Canada, *Cold Regions Science and Technology* 100(0), 20-35
- Turner, D.G, Ward, B.C., Bond, J.D., Jensen, B.J.L., Froese, D.G., Telka, A.M., Zazula, G.D. & Bigelow, N.H. 2013. Middle to Late Pleistocene ice extents, tephrochronology and paleoenvironments of the White River area, southwest Yukon, *Quaternary Science Reviews* 75: 59-77
- Vermaire, J.C. & Cwynar. L.C. 2010. A revised late-Quaternary vegetation history of the unglaciated southwestern Yukon Territory, Canada, from Antifreeze and Eikland ponds, *Canadian Journal of Earth Sciences* 47(1), 75-88
- Ward, B.C., Bond, J.D., & Gosse, J.C. 2007. Evidence for a 55–50 ka (early Wisconsin) glaciation of the Cordilleran ice sheet, Yukon Territory, Canada. *Quaternary Research*, 68(1), 141-150

