

Université de Montréal

**Impacts de l'écoulement souterrain
sur la dégradation du pergélisol**

par

Isabelle de Grandpré

Département de géographie

Faculté des arts et sciences

Mémoire présenté à la Faculté des arts et sciences
en vue de l'obtention du grade de maîtrise
en géographie

Avril 2012

© Isabelle de Grandpré, 2012

Université de Montréal
Faculté des études supérieures et postdoctorales

Ce mémoire intitulé :

Impacts de l'écoulement souterrain sur la dégradation du pergélisol

Présenté par :
Isabelle de Grandpré

a été évalué par un jury composé des personnes suivantes :

James Gray, président-rapporteur
Daniel Fortier, directeur de recherche
Michel Allard (Université Laval), membre du jury

Résumé

Les changements climatiques mesurés dans le Nord-ouest canadien au cours du XXI^e siècle entraînent une dégradation du pergélisol. Certaines des principales conséquences physiques sont la fonte de la glace interstitielle lors du dégel du pergélisol, l'affaissement du sol et la réorganisation des réseaux de drainage. L'effet est particulièrement marqué pour les routes bâties sur le pergélisol, où des dépressions et des fentes se créent de façon récurrente, rendant la conduite dangereuse. Des observations et mesures de terrain effectuées à Beaver Creek (Yukon) entre 2008 et 2011 ont démontré qu'un autre processus très peu étudié et quantifié dégradait le pergélisol de façon rapide, soit la chaleur transmise au pergélisol par l'écoulement souterrain. Suite aux mesures de terrain effectuées (relevé topographique, étude géotechnique du sol, détermination de la hauteur de la nappe phréatique et des chenaux d'écoulement préférentiels, température de l'eau et du sol, profondeur du pergélisol et de la couche active), des modèles de transfert de chaleur par conduction et par advection ont été produits. Les résultats démontrent que l'écoulement souterrain dans la couche active et les zones de talik contribue à la détérioration du pergélisol via différents processus de transfert de chaleur conducto-convectifs. L'écoulement souterrain devrait être pris en considération dans tous les modèles et scénarios de dégradation du pergélisol. Avec une bonne caractérisation de l'environnement, le modèle de transfert de chaleur élaboré au cours de la présente recherche est applicable dans d'autres zones de pergélisol discontinu.

Mots-clés : Changements climatiques, dégradation du pergélisol, écoulement souterrain, infrastructures routières, transfert de chaleur, modèles

Abstract

Climate changes affecting the North West portion of Canada alter the thermal state of the permafrost and promote permafrost degradation. The results are permafrost thawing, ground ice melting, surface drainage changes and soil subsidence. Road infrastructures built on permafrost are particularly sensitive to permafrost stability and integrity. Depressions in the road pavement and development of cracks and potholes are recurrent problems for northern infrastructure. Field measurements done along a road transect in the discontinuous permafrost zone near Beaver Creek (Yukon) between 2008 and 2010 demonstrated that another process, advective heat transfer induced by groundwater flow, is promoting permafrost degradation. This process remains poorly known and has not been quantified sufficiently in permafrost environments. Field data on topography, soil geotechnical properties, water table and preferential flowpath characterization, ground and water temperature and active layer and permafrost depth were collected to build coupled models of seepage (mass transfer) and heat transfers. Results indicate that convective heat transfer processes associated with groundwater flow can have a substantial impact on permafrost degradation. Groundwater flow processes should therefore be taken into account in permafrost evolution models and climate warming scenarios. With a good characterization of the environment, the model that has been developed in this present research is relevant in other discontinuous permafrost environments.

Keywords: Global warming, permafrost degradation, groundwater flow, road infrastructures, heat transfer, models

Table des matières

Chapitre 1. Introduction.....	1
Chapitre 2. Revue de littérature	3
2.1 Changements climatiques	3
2.2 Pergélisol.....	4
2.3 Concepts hydrologiques en milieu de pergélisol	8
2.3.1 Bilan hydrologique.....	8
2.3.2 Écoulement de surface	9
2.3.3 Écoulement souterrain.....	9
2.3.4 Connectivité	11
2.3.5 Conductivité hydraulique.....	12
2.3.6 Mesure de la conductivité hydraulique	16
2.3.7 Changements du réseau hydrologique	26
2.3.8 Modélisation de l'écoulement souterrain.....	26
2.4 Transferts de chaleur.....	28
2.4.1 Transfert de chaleur par conduction.....	29
2.4.2 Transfert de chaleur par convection.....	30
2.5 Dégradation du pergélisol	32
2.5.1 Tour d'horizon	32
2.5.2 Processus de dégradation du pergélisol	33
2.5.3 Modélisation de la dégradation du pergélisol	34
2.5.4 Dégradation du pergélisol et infrastructures linéaires.....	35
2.6 Synthèse	37
Chapitre 3. Problématique et site d'étude	39
3.1 Questions et objectifs de recherche.....	39
3.2. Site à l'étude.....	39
3.2.1 Vue d'ensemble.....	39
3.2.2 Géologie.....	42
3.2.3 Glaciations	43

3.2.4 Végétation et sol.....	44
3.2.5 Climat.....	44
3.2.6 Pergélisol.....	45
Chapitre 4. Méthodes.....	47
4.1 Gradient hydraulique.....	47
4.2 Topographie	49
4.3 Élévation de la nappe phréatique et estimation des chenaux d'écoulement préférentiels.....	51
4.4 Propriétés géotechniques du sol.....	51
4.4.1 Stratigraphie	51
4.4.2 Granulométrie	52
4.4.3 Conductivité hydraulique.....	53
4.4.4 Conductivité thermique.....	53
4.4.5 Contenu en eau volumétrique	53
4.5 Températures et données climatiques	54
4.6 Profondeur de la couche active	55
4.7 Modèles.....	55
4.8 Tassement du sol.....	56
Chapitre 5. Articles.....	57
5.1 Article 1.....	57
Abstract.....	58
Résumé.....	58
5.1.1 Introduction.....	59
5.1.2 Study site.....	60
5.1.3 Methodology.....	61
5.1.4 Results.....	64
5.1.5 Discussion.....	69
5.1.6 Conclusion	70
Acknowledgement	70
References.....	71
5.2 Article 2.....	73
5.2.2 Study site.....	77

5.2.3 Methods.....	78
5.2.4 Results	82
5.2.5 Discussion	89
5.2.6 Conclusion	90
Acknowledgement	91
References.....	91
5.3 Article 3.....	94
Résumé.....	95
5.3.1 Introduction	96
5.3.2 Site à l'étude.....	97
5.3.3 Méthodologie	99
5.3.4 Résultats	101
5.3.5 Discussion	112
5.3.6 Conclusion	114
Références.....	115
Chapitre 6. Discussion générale.....	117
6.1 Méthodologie et mesures de terrain adaptées aux milieux froids.....	117
6.2 Caractérisation de l'écoulement souterrain en milieu de pergélisol	118
6.3 Caractérisation du régime thermique du pergélisol	119
6.4 Profondeur de dégel et couche active.....	120
6.5 Modèles, limites et enjeux	121
6.6 Dégradation du pergélisol et infrastructures routières	122
Chapitre 7. Conclusion	123
Bibliographie	125

Liste des tableaux

Tableau 1. Conductivités hydrauliques typiques des matériaux présents en milieu de pergélisol (m/jour)	16
Tableau 2. Paramètres de Van Getnuchen (n et α) selon la classe granulométrique et la succion (h_o) de l'infiltromètre.....	20
Tableau 3. Propriétés hydrauliques (θ_s (contenu en eau saturé), θ_r (contenu en eau résiduel), K_s (conductivité hydraulique saturée), n , α et L (paramètres empiriques)) de cinq types de matériau organique (mousse (I), mousse profonde (II), tourbe ligneuse (III), tourbe herbacée (IV) et tourbe herbacée profonde (V)).....	20
Tableau 4. Liste des différents paramètres utilisés pour les modèles selon leur provenance (terrain, laboratoire ou littérature).....	56
Tableau 5. Material properties of embankment, peat and silt used to define waterflow model.....	81
Tableau 6. Air temperature data for 2009 and 2010.....	87
Tableau 7. Provenance des paramètres utilisés pour la construction des modèles	100
Tableau 8. Facteurs de transformations (N_t et N_f) selon le type de matériel	101
Tableau 9. Valeurs des différents paramètres utilisés pour le modèle d'écoulement et les modèles thermiques pour les différents types de matériel (Remblai, tourbe et silt)...	102
Tableau 10. Comparaison des profondeurs de dégel prédites par les modèles thermique et couplé avec les données réelles pour divers moment de l'année 2008-2009.....	121

Liste des figures

Figure 1. Distribution du pergélisol au Canada (Source : Natural Resources Canada, 2007)	4
Figure 2. Illustration de la dynamique thermique typique du pergélisol selon la profondeur.	6
Figure 3. Localisation du site d'étude près de Beaver Creek, Yukon.....	40
Figure 4. Image satellite <i>Quick Bird</i> du site d'étude (prise le 14 juin 2006).	41
Figure 5. Dépressions au centre de la route au site d'étude en juin 2009 (A) et juin 2010 (B)	42
Figure 6. Profil stratigraphique typique du pergélisol au site d'étude jusqu'à dix mètres de profondeur.....	46
Figure 7. Réseau de puits d'observation (bâtons sous les flèches) du côté amont (nord-est) de la route.....	48
Figure 8. Représentation spatiale schématique du site à l'étude..	50
Figure 9. Depressions in the road (black arrows) at the study site are outlined by water accumulation during a rain event. The road is 15 m wide.	60
Figure 10. Localization of the study site (62°20' N, 140°50' W) A. Map of Yukon Territory, Canada (www.gov.yk.ca) B. Satellite image (QuickBird) of the study site took on June 14, 2006..	62
Figure 11. Groundwater observation wells network (wooden stakes under arrows) on eastern side of the road.....	63
Figure 12. Research design..	65
Figure 13. Cross-sectional transect of the road embankment and the underlying natural ground..	67
Figure 14. Water temperature profiles along transect 3 between June and August 2009. .	68
Figure 15. Temperatures recorded by thermistor cables at various depths between October 2008 and April 2010. A: Depth of 0.1m. B: Embankment (1.5 to 3.5 m). C: Interface embankment-natural ground (3.9 to 4.5 m). D: natural ground (6 to 16 m).	68

Figure 16. Example of depressions observed at the central line of the road in early June where groundwater flow was suspected. The depression was 1 m wide and 10 cm deep.....	77
Figure 17. Localization of the study site (62°20' N, 140°50' W). a. Map of Alaska and Yukon Territory, Canada (Source: Google Earth) b. Satellite image (QuickBird) of the study site, June 14, 2006.....	78
Figure 18. Groundwater monitoring wells location on each side of the road: a. eastern side; b. western side.....	79
Figure 19. Digital Elevation Model (DEM) of the study site.	83
Figure 20. 3D representation of an interpolation of the natural ground elevation at the study site with a vertical exaggeration of 5x and a pixel dimension of 2 m x 2 m.	84
Figure 21. 3D representation of an interpolation of the water table elevation at the study site with a vertical exaggeration of 5x and a pixel dimension of 2 m x 2 m. A. June 19, 2009; B. August 11, 2009; C. May 29, 2010; D. September 9, 2010.....	84
Figure 22. Water temperature difference between the upstream (Eastern side – dotted line) and the downstream side of the road (Western side –black line) between May and August 2010.....	85
Figure 23. Ground temperatures from thermistors located under the western side slope of the road at the study site. A. Temperatures from the road surface to the permafrost table. B. Close up of the depth of 4.5 m where the zero curtain effect is well represented.....	86
Figure 24. Cross-sectional transect of the road embankment and the underlying natural ground in October 2008 with a vertical exaggeration of 2x.	88
Figure 25. Simulated water table elevation (dotted line) on September 30, 2010 on a cross-sectional transect of the road with a vertical exaggeration of 2x after 2 years of simulation.....	88
Figure 26. Exemples de dépressions présentes dans la route d'étude	97
Figure 27. Localisation du site d'étude A. carte du Yukon B. image satellite Quick Bird prise en 2006.	98
Figure 28. Représentation 3D d'une interpolation de l'altitude de la nappe phréatique au site d'étude le 19 juin 2009 avec une exagération verticale de 5x.....	98

Figure 29. Représentation 2D d'une section transversale de la route qui a été utilisée pour les modélisations.....	103
Figure 30. Modélisation 2D de l'écoulement souterrain au site d'étude.....	103
Figure 31. Modélisation des températures du sol d'une section transversale de la route au 1 ^{er} octobre 2008 selon le modèle de transfert de chaleur conductif.....	105
Figure 32. Modélisation des températures du sol d'une section transversale de la route au 1 ^{er} octobre 2008 selon le modèle de transfert de chaleur couplé (conduction et convection).....	105
Figure 33. Modélisation des températures du sol d'une section transversale de la route au 1 ^{er} février 2009 selon le modèle de transfert de chaleur conductif.....	106
Figure 34. Modélisation des températures du sol d'une section transversale de la route au 1 ^{er} février 2009 selon le modèle de transfert de chaleur couplé (conduction et convection).....	106
Figure 35. Modélisation des températures du sol d'une section transversale de la route au 1 ^{er} juin 2009 selon le modèle de transfert de chaleur par conduction.....	107
Figure 36. Modélisation des températures du sol d'une section transversale de la route au 1 ^{er} juin 2009 selon le modèle de transfert de chaleur couplé (conduction et convection).....	107
Figure 37. Modélisation des températures du sol d'une section transversale de la route au 1 ^{er} octobre 2009 selon le modèle de transfert de chaleur conductif.....	108
Figure 38. Modélisation des températures du sol d'une section transversale de la route au 1 ^{er} octobre 2009 selon le modèle de transfert de chaleur couplé (conduction et convection).....	108
Figure 39. Températures du sol (°C) mesurées (ligne bleue) et modélisées selon les modèles conductif (ligne verte) et conducto-convectif (ligne rouge) pour une période d'un an à 0,1 m sous la route.	109
Figure 40. Températures du sol (°C) mesurées (ligne bleue) et modélisées selon les modèles conductif (ligne verte) et conducto-convectif (ligne rouge) pour une période d'un an à 1,5 m sous la route.	109

Figure 41. Températures du sol (°C) mesurées (ligne bleue) et modélisées selon les modèles conductif (ligne verte) et conducto-convectif (ligne rouge) pour une période d'un an à 2,5 m sous la route.	110
Figure 42. Températures du sol (°C) mesurées (ligne bleue) et modélisées selon les modèles conductif (ligne verte) et conducto-convectif (ligne rouge) pour une période d'un an à 3,5 m sous la route.	110
Figure 43. Températures du sol (°C) mesurées (ligne bleue) et modélisées selon les modèles conductif (ligne verte) et conducto-convectif (ligne rouge) pour une période d'un an à 4,5 m sous la route.	111
Figure 44. Températures du sol (°C) mesurées (ligne bleue) et modélisées selon les modèles conductif (ligne verte) et conducto-convectif (ligne rouge) pour une période d'un an à 6 m sous la route.	111
Figure 45. Dépressions observées au centre de la route au site d'étude en juin A) 2009 B) 2010 et C) 2011	112

Remerciements

Je tiens à remercier tous ceux qui m'ont apporté leur aide pour ce projet de recherche. Merci à Kim Kouï pour son aide en laboratoire et à Sabine Veuille pour son aide précieuse pour le développement des modèles. Merci également à Transport Canada pour leur support financier et à *Yukon Highways and Public Works* pour leur soutien lors des campagnes de terrain. Merci particulièrement à Eva Stephani pour tout son temps, sa disponibilité et sa générosité tout le long de mon cheminement de maîtrise et à Étienne Godin pour son support moral à tout moment. Finalement merci à Daniel Fortier, mon directeur, pour avoir cru en mes capacités et m'avoir poussé aussi loin en avant.

Chapitre 1. Introduction

Des changements climatiques importants sont observés actuellement dans le Nord canadien (Osterkamp 2005; Ogden 2006; Wendler et Shulski 2009). Ceux-ci entraînent des modifications importantes du paysage dans les zones de pergélisol. Les infrastructures linéaires sont particulièrement touchées par ces changements environnementaux (Allard et al. 2007; Jin et al. 2008). En réponse à la hausse des températures de l'air, le pergélisol se dégrade, entraînant la formation récurrente de dépressions et de fissures dans les routes (Quingbai et al. 2002; Ciro et Alfaro 2006; Jin et al. 2006). Comme les routes sont peu nombreuses dans le Nord du Canada, chacune d'entre-elles est une voie de communication essentielle et la dégradation de ces infrastructures est un problème préoccupant.

Au cours du printemps 2008, des dépressions et des fissures en formation ont été observées au centre de la route sur un segment de *l'Alaska Highway* près de Beaver Creek (Yukon). L'ampleur de ces dépressions (0,1 m de profondeur sur 1 m de largeur) était trop importante et leur formation trop hâtive pour être reliée uniquement à la hausse des températures de l'air. Une observation plus poussée du site a permis de constater que les signes de dégradation au centre de la route coïncidaient avec des résurgences d'eau sur le côté Sud du remblai, laissant supposer une circulation d'eau sous la route. Ces observations nous ont menés au questionnement suivant : est-ce que le mouvement de l'eau sous la route entraîne une dégradation rapide du pergélisol?

Malgré une hausse importante des investissements en milieu arctique et de la recherche sur le pergélisol et au cours des deux dernières décennies, l'hydrologie et l'hydrogéologie du pergélisol demeurent méconnues. De plus, la majorité des méthodes et techniques de calcul et de quantification de l'écoulement souterrain qui ont prouvé leur efficacité dans les milieux tempérés n'ont jamais ou peu été testées en milieu de pergélisol.

La présente recherche fera dans un premier temps l'inventaire des écrits sur la dynamique du pergélisol dans le contexte des changements climatiques, de l'écoulement souterrain

2

ainsi que sur les techniques de collecte de données en milieu froid. Une méthodologie de travail inédite sera ensuite développée. Les résultats seront présentés sous la forme de 3 articles et contribueront à l'avancement de la science au niveau des processus fondamentaux de la dynamique de l'eau en milieu de pergélisol ainsi que dans le domaine appliqué en examinant l'impact de ce processus sur les infrastructures routières.

Chapitre 2. Revue de littérature

2.1 Changements climatiques

Le climat actuel de la planète est bouleversé par des changements qui s'accroissent à travers le temps (Jorgenson et al. 2001). Les températures moyennes globales de l'air ont augmenté de 0,3 à 0,6°C depuis la fin du 19^e siècle, dont 0,2 à 0,3 °C depuis les 40 dernières années seulement (Nicholls 1996) (Figure 1). Selon l'IPCC (2007), les températures augmenteront de 1,4°C à 5,8°C d'ici 2100.

Ce sont les régions du Nord qui ont subi et subiront le plus grand réchauffement (Anisimov et Nelson 1996; Anisimov et Nelson 1997; Quinton et Gray 2003; Wendler et Shulski 2009). Dans l'Arctique de l'Ouest, la moyenne annuelle des températures atmosphériques a augmenté de plus de 1,5°C entre 1950 et 1997 (Maxwell 1997). Les températures en Alaska ont augmenté de 1,4°C au cours du dernier siècle, soit presque le double du réchauffement global moyen observé au cours de cette même période, qui est de 0,8°C (Wedler et Shulski 2009). Depuis les années 1980, les températures en Arctique ont augmenté deux fois plus rapidement que partout ailleurs sur la planète, et les températures en hiver augmentent plus rapidement que celles d'été (Osterkamp 2005; Ogden 2006). L'Arctique au 20^e siècle a été le plus chaud depuis 400 ans (Overpeck et al. 1997). Les évidences de changements climatiques se voient à travers plusieurs indicateurs différents comme par exemple l'augmentation des températures de l'air, du sol et de l'eau de mer, la dégradation du pergélisol (thermokarst), la fonte des calottes glaciaires et de la glace de banquise, la hausse du niveau marin et l'érosion côtière, le déplacement de la limite des arbres, la modification des zones de végétation et de l'aire de distribution des animaux. Tous ces indicateurs pointent dans le sens d'un réchauffement climatique (Hinzman et al. 2005).

La hausse des températures de l'air entraîne un déséquilibre énergétique suivi d'un réajustement du régime thermique du pergélisol. Dans la majorité des cas, ces modifications créent des changements physiques majeurs à l'environnement nordique (i.e.

tassements, décrochement de la couche active, glissements de terrain) (Osterkamp et Romanovsky 1999; Jorgenson et al. 2001; Osterkamp 2005; Zhang et al. 2008).

2.2 Pergélisol

Le pergélisol est un sol (ou roche-mère) ayant une température égale ou inférieure à 0°C pour au moins deux années consécutives (van Everdingen 2005). Les zones de pergélisol recouvrent entre 23 et 25% de la surface terrestre de l'hémisphère Nord (Jenness 1948; Anisimov et Nelson 1996; Serreze et al. 2000; Jorgenson et al. 2001; Camill 2005; Ciro et Alfaro 2006; Zhang et al. 2008). Le tiers du pergélisol de l'hémisphère Nord se retrouve au Canada (Smith et al. 2005), recouvrant environ 70% de sa surface terrestre (Zhang et al. 2008) (Figure 1). La moitié du pergélisol canadien se retrouve dans une zone où la moyenne annuelle des températures se situe entre -2°C et 0°C. Ce pergélisol « chaud » est très sensible aux changements de température et risque grandement de disparaître face aux changements climatiques prévus (Smith et al. 2005).

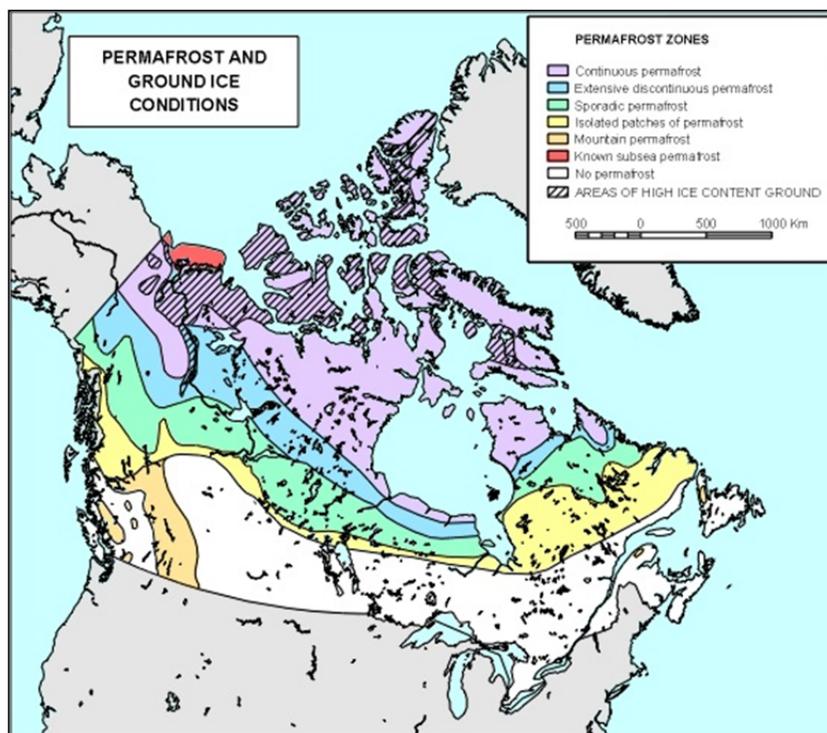


Figure 1. Distribution du pergélisol au Canada (Source : Natural Resources Canada, 2007)

Le pergélisol peut être présent sous forme continue ou discontinue. Un pergélisol est considéré continu lorsqu'il couvre plus de 80% du territoire (French, 2007). Le pergélisol

discontinu peut être séparé en plusieurs catégories selon les différents auteurs. Selon French (2007), un pergélisol présent sur 30% à 80% du territoire est discontinu tandis qu'il est sporadique s'il affecte moins de 30% de la surface. Généralement, les limites entre les différentes zones sont déterminées à partir de courbes isothermiques de température de l'air. La limite entre le pergélisol continu et discontinu se trouve à l'isotherme -6°C tandis que la limite inférieure du pergélisol discontinu est à l'isotherme -1°C (Jenness 1948; French 2007). 17% du pergélisol planétaire est sous forme discontinue (Jorgenson et al. 2001). Dans cette zone, la présence du sol gelé dépend fortement de facteurs locaux, principalement de l'épaisseur de la couche organique : plus celle-ci est épaisse, plus le pergélisol risque d'y être présent. Ce phénomène s'explique par les propriétés thermiques de la tourbe qui agit comme un isolant l'été et comme bon conducteur l'hiver, créant ce qui a été nommé le « *thermal offset* » (Burn 2005).

La distribution du pergélisol peut être évaluée de façon générale à l'aide de la télédétection satellitaire, de la photo-interprétation et de la modélisation numérique thermique. Les techniques géophysiques sont également utilisées largement pour des besoins de cartographie générale du pergélisol. Kneisel et al. (2008) font une revue des méthodes géophysiques utilisées pour la cartographie du pergélisol qui se basent sur les propriétés physiques d'un sol gelé versus un sol non-gelé ou dégelé (l'eau conduit bien l'électricité et la glace moins). Les méthodes les plus utilisées sont le géoradar (permittivité diélectrique), la résistivité électrique et la sismique. Des forages sont habituellement nécessaires afin de valider les interprétations par télédétection et par géophysique. L'installation de câbles à thermistance dans les trous de forage permet de déterminer le régime thermique du pergélisol et d'estimer de façon relativement précise l'épaisseur de celui-ci.

Le pergélisol possède une couche active superficielle qui gèle et dégèle annuellement. Il peut par ailleurs contenir des zones non-gelées, appelées taliks. L'épaisseur de la couche active varie de quelques décimètres à plusieurs mètres, selon l'influence de plusieurs facteurs locaux comme la température de l'air, la végétation, les conditions de drainage et la teneur en eau du sol, la couverture de neige, le type de sol, l'orientation et l'inclinaison

de la pente (Jeness 1948; French 2007). La végétation arborescente et arbustive (épinettes noires et blanches, mélèzes larcins, bouleaux, peupliers faux-tremble, arbustes prostrés et rampants) qui pousse en zone de pergélisol est caractérisée par un système racinaire peu profond en lien avec la profondeur de la couche active.

La figure 2 illustre la dynamique thermique du pergélisol selon la profondeur. Plus on descend en profondeur, plus les variations annuelles de température sont faibles. À un certain point les variations de surface ne se font plus ressentir annuellement. C'est le niveau d'amplitude annuelle zéro. L'épaisseur de la couche active varie selon les températures de surface. Elle se termine à la profondeur où les températures les plus chaudes de l'année sont égales à 0°C. La chaleur géothermique réchauffe le pergélisol par le bas, entraînant un gradient de température dans celui-ci. La base du pergélisol correspond à la profondeur à laquelle les températures deviennent plus élevées que 0°C.

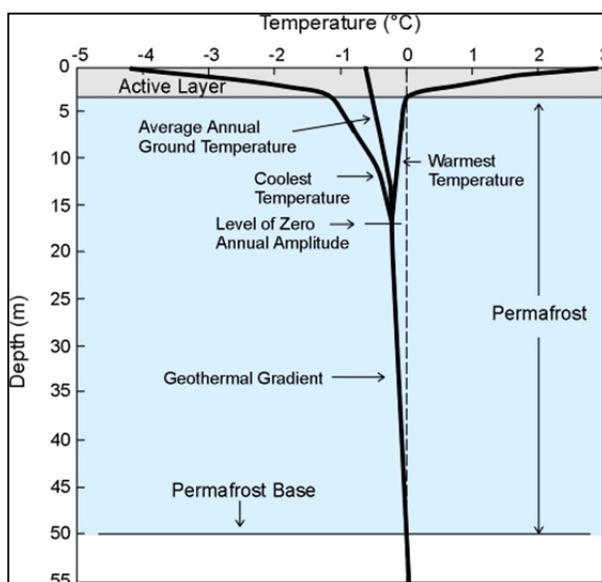


Figure 2. Illustration de la dynamique thermique typique du pergélisol selon la profondeur. Source: Ressources Naturelles Canada

Pour Ciro et Alfaro (2006), six facteurs influencent l'épaisseur du pergélisol : les changements saisonniers de la couche active, l'isolation par la matière organique et la végétation, le couvert neigeux, les propriétés thermiques du sol, le drainage et le climat.

L'humidité présente dans le sol et ses changements de phase (surtout l'eau et la glace) jouent un rôle prépondérant dans la dynamique du pergélisol. L'eau pure sous forme de glace a un volume de 9% supérieur à l'eau sous forme liquide. Cette particularité est le moteur des mécanismes de soulèvement et d'affaissement du sol qui sont régis par les changements de phase de l'eau (French 2007).

Le développement du pergélisol est le résultat d'une balance thermique négative à la surface du sol où la zone gelée durant l'hiver ne dégèle pas complètement l'été suivant. Il peut se faire de façon épigénétique se propageant du haut vers le bas à un taux déterminé par la température du sol à la surface (French 2007). Le pergélisol syngénétique se développe du bas de la couche active vers le haut. Il résulte d'un apport sédimentaire, de l'accumulation de matière organique en surface ou d'un refroidissement climatique (Jenness 1948).

Lorsque la couche active commence à geler à l'automne, elle le fait par le haut (températures de surface) et par le bas (pergélisol). Durant cette période, la partie centrale est isothermique et légèrement supérieure à 0°C. Elle demeure dans cet état pour une longue période (quelques semaines à quelques mois). Cette stagnation des températures est causée par l'extraction de chaleur contenue dans l'eau de la couche active et par la libération de chaleur latente suivant le changement de phase de l'eau en glace. Cette zone se nomme le « *zero curtain* » et peut être présente jusqu'à la fin du mois de janvier dans l'hémisphère Nord (Hinkel et Outclat 1994; Kane et al. 2001).

Il est admis dans la communauté scientifique que le plafond du pergélisol est pratiquement imperméable. Effectivement, dans la grande majorité des cas, les pores sont saturés par la glace ce qui rend le sol imperméable. En réalité, le sol conserve une très faible perméabilité. Burn et Michel (1987) ont démontré que depuis les années 1950 de l'eau provenant des précipitations a pénétré dans le pergélisol jusqu'à une profondeur de 50 cm, soit à une vitesse moyenne de $3,8 \times 10^{-5}$ m/j. Cet avis est partagé par Egginton et Dyke (1990) qui suggèrent que la conductivité hydraulique d'un sol complètement gelé est 10^{10}

fois plus petite que le même sol non-gelé, sans pour autant être imperméable. Leurs études ont en effet démontré que les sols à granulométrie fine avaient une conductivité hydraulique de $8,6 \times 10^{-10}$ et $8,6 \times 10^{-11}$ m/j à -1°C . Au point de vue pratique, les sols gelés ont une conductivité hydraulique tellement faible que l'écoulement peut être négligé dans la majorité des cas.

2.3 Concepts hydrologiques en milieu de pergélisol

2.3.1 Bilan hydrologique

L'écoulement d'eau de surface en milieu de pergélisol est le résultat du bilan entre l'évapotranspiration, l'apport en eau et la capacité de stockage du sol (White et al. 2007). Le taux d'évapotranspiration est relié à la végétation et aux conditions climatiques. L'apport en eau inclut les précipitations d'eau et de neige, la fonte des neiges au printemps ainsi que l'eau provenant de la fonte de la glace dans le sol lorsque la couche active dégèle ou que le pergélisol se dégrade. La capacité de stockage du sol est déterminée par les propriétés géotechniques de la roche mère et du matériel meuble (Spence et Woo 2002).

En milieu de pergélisol l'écoulement d'eau s'effectue en surface, dans la couche active et les zones de talik. Durant l'hiver l'écoulement d'eau diminue progressivement suivant l'engel de la couche active pour devenir négligeable (Woo et al. 2008). En période de fonte des neiges l'écoulement s'effectue principalement dans le matériel à réponse hydrologique rapide, comme le matériel organique saturé en eau. Après cette période l'écoulement de l'eau s'effectue plus en profondeur et de manière plus lente dans un matériel moins poreux (i.e. tourbe compactée et matériel minéral) (Woo et al. 2008). L'écoulement le plus important s'effectue habituellement au printemps lors de la fonte des neiges et en automne lorsque le taux d'évaporation est bas et les précipitations plus abondantes (Spence et Woo 2002; White et al. 2007).

2.3.2 Écoulement de surface

L'hydrologie de surface dépend de la topographie, du type de sol, du climat, du contenu en glace du sol, de la profondeur de la couche active et de la présence de taliks (Young et al. 1997; Woo et al. 2008). Woo et al. (2008) ont identifiés trois zones de drainage typiques en milieu de pergélisol: les terrains à forte pente, à pente modérée et à faible pente. Les zones à forte pente ont généralement un horizon de sol très mince qui recouvre la roche-mère. Dans ce cas, le taux d'infiltration de l'eau est contrôlé par la porosité du sol ainsi que par les fractures présentes dans la roche-mère. Cette zone a une capacité de stockage plus faible que les zones à pente modérée comme les vallées (Spence et Woo 2002). Les vallées sont des zones de transition entre les terrains à forte et faible pente. Plusieurs processus hydrologiques se produisent dans les vallées: fonte des neiges, précipitations, développement de la glace interstitielle dans le sol, évaporation, infiltration, écoulement d'eau latéral provenant des zones adjacentes et écoulement de surface et souterrain. L'hydrologie des vallées pourrait être décrite comme une série de zones de remplissage et de déversement possédant chacune des capacités de stockage différentes. L'eau s'accumule dans un segment jusqu'à ce que la capacité de stockage soit excédée. L'eau migre ensuite en surface par ruissellement et sous la surface jusqu'à un autre segment (Spence et Woo 2003). Finalement les zones à faible pente sont dominées par les tourbières avec un drainage faible, un sol saturé en eau presque à l'année longue et une connectivité hydraulique élevée (Woo et al. 2008).

Le réseau hydrologique en milieu de pergélisol est aussi influencé par les formes périglaciaires (e.g. polygones de triage, champs de blocs, pases et hummocks). Ces formes changent la microtopographie du terrain, la distribution de la végétation ainsi que la conductivité hydrologique du matériel (Hodgson and Young 2001).

2.3.3 Écoulement souterrain

La présence d'eau dans la couche active et le pergélisol dépend de facteurs externes (e.g. climat, relief, végétation) et internes (e.g. texture du sol et température). Le pergélisol peut être considéré comme imperméable et l'écoulement est ainsi limité à la couche active et aux

zones de talik. Lors de la fonte des neiges l'eau s'infiltré dans la couche active au fur et à mesure que le sol dégèle. La nappe phréatique est ainsi maintenue à un haut niveau au début du printemps. Au cours de l'été, la teneur en eau de la partie supérieure de la couche active diminue principalement en raison de l'évaporation. Le niveau d'eau oscille ensuite en fonction de l'écoulement hypodermique en réponse au régime de précipitations (Young et al. 1997). Woo et al (2008) ont fait une revue détaillée de l'hydrologie de surface en zone de pergélisol. Ils démontrent que la majorité des recherches faites en milieu de pergélisol considèrent l'écoulement souterrain comme négligeable et que peu de modèles hydrologiques tiennent compte de l'écoulement souterrain, particulièrement en ce qui a trait aux transferts de chaleur qui s'opèrent entre l'eau souterraine et le sol (gelé ou dégelé) de la couche active et du pergélisol sous-jacent. Dans les zones à pergélisol discontinu, l'écoulement souterrain contribue à la dégradation du pergélisol et complique l'analyse spatiale de sa distribution (Jorgenson 2001).

L'écoulement souterrain est contrôlé par plusieurs facteurs, en particulier la teneur en glace/eau du sol et sa texture (Egginton et Dyke 1990). Les mouvements de l'eau sous la surface dans un environnement de pergélisol sont complexes à cause des changements de phases, de la variation en profondeur des propriétés hydrauliques des sols et des variations spatiales et temporelles de l'élévation de la zone gelée (Quinton et al. 2005).

L'eau qui migre d'une zone non-gelée vers une zone gelée ne gèle pas immédiatement à 0°C. Dans les sols à texture fine, le gel s'effectue de façon progressive et les premières lentilles de glace se forment entre -0,1 et -0,2°C dans une zone appelée frange gelée (Konrad et Morgenstern 1981). Cette zone varie en épaisseur (de plusieurs millimètres à plusieurs centimètres) selon le gradient thermique. Par exemple, Mackay (1983) a mesuré au lac Illisarvik (Territoires du Nord-Ouest) une épaisseur de 1,2 mètre de la frange gelée dans un sol sableux saturé où le gradient thermique était très faible. Pour un sol silteux dans la région de Fairbanks (Alaska), l'épaisseur de la frange gelée était d'environ 55 cm (Koui et al. 2009). À Beaver Creek (Yukon) l'épaisseur de la frange gelée était de 60 cm dans un sol silteux (de Grandpré et al. 2010). Cette zone revêt une importance majeure pour les processus de ségrégation de la glace lors du gel du sol, aussi bien dans les régions à pergélisol que celles à gel saisonnier.

Dans la couche active, l'eau non gelée peut migrer du bas vers la surface longtemps après que sa base ait gelé (Mackay 1983). C'est ce mouvement d'eau qui domine en hiver. Il est cependant moins important que le mouvement d'eau de la surface vers le bas qui s'effectue principalement en été. Ces deux phénomènes expliquent la richesse en glace de la base de la couche active et de la partie supérieure du pergélisol (Burn et Michel 1987; Burn 2005; French 2007).

La quantité d'eau non-gelée disponible dans le sol est directement reliée à la température du sol et à sa texture. Dans certains cas, la géochimie de la solution du sol intervient également, notamment dans le cas du pergélisol salin et dans les rejets miniers où une saumure a été utilisée lors des forages. Sous 0°C et à une même température, les sols à texture fine ont une plus grande teneur en eau non-gelée que les sols à texture grossière. Pour une même texture, la teneur en eau non-gelée d'un sol gelé diminue avec la température (Kane et al. 2001). Par exemple, de l'eau non-gelée a été détectée dans un sol sableux à des températures aussi froides que -12°C avec une teneur en eau du sol oscillant entre 0,03 et 0,09 m³m⁻³ (Boike et al. 1998) et dans un sol argileux à des températures de -10°C avec une teneur en eau du sol de 0,18 m³m⁻³ (Suzuki 2004). Ceci implique que les sols à texture fine (e.g. silt, argile) peuvent contenir de l'eau non-gelée à des températures très froides. Ce phénomène est particulièrement important quand la température du sol est près de 0°C pour tous les processus de ségrégation de glace dans la couche active et le pergélisol.

2.3.4 Connectivité

La connectivité est un concept important en hydrologie. Le réseau de bassins d'eau dans un bassin versant peut être déconnecté à certains moments de l'année, isolant chacun d'entre eux en entités hydrauliques distinctes (Woo et Mielko 2008). En environnement de pergélisol le sol est généralement saturé en eau au printemps durant la fonte des neiges, entraînant une hausse du niveau d'eau des lacs. Un débordement d'eau est généré et

entraîne une connexion entre les différentes entités hydrologiques (Woo et Mielko 2008). Durant l'été, l'évaporation de l'eau entraîne une déconnexion entre les différents bassins. La connexion peut se faire à nouveau suite à d'importants événements de pluies et sous certaines conditions (Woo et Guan 2006).

La connectivité dépend de plusieurs facteurs dont la nature du sol et son contenu en glace. L'eau s'écoule d'une zone de haute pression vers une zone de basse pression à travers des chenaux d'écoulement préférentiels qui sont généralement localisés dans le matériel avec la plus grande conductivité hydraulique. La présence de glace dans le sol complique la connectivité en agissant comme barrière à l'écoulement (Hayashi et al. 2004). C'est pour ces raisons que l'écoulement souterrain ne suit pas toujours la topographie (Woo et Guan 2006; Woo et al. 2008). Woo et Guan (2006) ont présenté un exemple de connectivité entre deux mares présentes au milieu de polygones. Les deux mares ont été connectées ensemble suite à la fonte des neiges pour deux semaines seulement. Aucun écoulement de surface n'a été observé suite à cette période mais les mares sont restées connectées par l'écoulement souterrain. La connectivité s'est arrêtée lorsque le niveau d'eau dans les mares était plus bas que le fond de la couche active.

2.3.5 Conductivité hydraulique

La conductivité hydraulique (K) est un paramètre clé pour la compréhension et le calcul de l'écoulement souterrain. Elle peut être définie comme la capacité d'un matériel à laisser circuler un fluide et est exprimée en unité de longueur par unité de temps [LT^{-1}]. Dans un milieu saturé, on assume que la conductivité hydraulique saturée (K_s) est constante pour un matériel donné dans un sol donné. Elle est à son maximum lorsque le sol est saturé et décroît lorsque le contenu en eau diminue. Lorsque le sol n'est pas à saturation, l'air contenu dans les pores agit comme une résistance face à l'écoulement. La conductivité hydraulique (K) varie aussi en fonction des températures. La viscosité de l'eau augmente avec la baisse des températures et entraîne une baisse de la conductivité hydraulique (Cho et al. 1999). Par exemple, la conductivité hydraulique d'un sol gelé (K_f) est relativement élevée durant l'été dans la partie supérieure du pergélisol et est réduite jusqu'à 3 ordres de grandeur à des températures d'hiver (Burn et Michel 1987). Les cycles de gel/dégel peuvent

grandement augmenter la conductivité hydraulique des sols dégelés en favorisant l'apparition de microstructures (feuilletés, micro-fissures, polyèdres) qui augmentent la porosité du sol (Mackay 1983).

L'écoulement souterrain est multidirectionnel. Les observations de Kane et al. (2001) démontrent que l'écoulement tend à se faire à l'horizontale plutôt qu'à la verticale dans un sol ayant une conductivité hydraulique plus faible en profondeur qu'en surface. Hodgson et Young (2001) ont dégagé une formule pour calculer la conductivité hydraulique horizontale (K_h) dans un sol hétérogène comprenant plusieurs conductivités hydrauliques où le débit total est égal à la somme des débits de chaque région particulière.

$$Q_h = \sum_{i=1}^j k_i d_{si} (dh/dx)_i b_i \quad [1]$$

Où Q_h Débit horizontal [L^3T^{-1}]
 K_i Conductivité hydraulique du matériel i [LT^{-1}]
 d_{si} Épaisseur de la zone saturée de i [L]
 dh/dx Gradient hydraulique [sans dimension]
 b_i Largeur de la zone [L]

Et L Unité de longueur
T Unité de temps

La conductivité hydraulique verticale dans un sol hétérogène se calcule de la façon suivante :

$$Q_v = \frac{dh/dx}{\sum_{i=1}^j \frac{D_i}{K_i}} A \quad [2]$$

Où Q_v Débit vertical [L^3T^{-1}]
 D_i épaisseur de la zone i [L]
 K_i Conductivité hydraulique de la zone i [LT^{-1}]
 dh/dx Gradient hydraulique [sans dimension]

A Aire de la zone à l'étude [M²]

Et M Unité de masse

Il est relativement facile de calculer et de trouver dans la littérature des données de conductivité hydraulique (K) pour les sols minéraux. Il est cependant difficile de déterminer la conductivité hydraulique pour un sol organique. Cette donnée est importante car les zones de pergélisol sont souvent pauvrement drainées et propices à la prolifération de tourbières (Jenness 1948). De par sa nature, il peut y avoir une différence jusqu' à cinq ordres de grandeur pour la conductivité hydraulique (K) entre le haut et la base de la tourbe (Quinton et Gray 2003). Pour une couche organique, plus la profondeur augmente, plus la porosité totale diminue (plus le sol est décomposé, plus la porosité totale est faible). Ainsi, la conductivité hydraulique horizontale saturée (Ks) décroît, en général, exponentiellement avec la profondeur (Quinton et al. 2005; Quinton et Gray 2003). Les sols ayant un même degré de décomposition possèdent la même conductivité hydraulique. C'est donc la porosité qui contrôle principalement la conductivité hydraulique des sols organiques. Elle est typiquement grande en comparaison avec un sol minéral, pouvant varier de 10 m/jour (matière organique décomposée) à 1000 m/jour (matière organique très peu décomposée) (Quinton et al. 2008). Ces pores sont classifiés comme des macro-pores pour la plupart. Ils sont qualifiés d'actifs lorsqu'ils sont interconnectés et d'inactifs lorsqu'ils sont isolés. Carey et al. (2007) ont construit une formule exacte pour calculer la conductivité hydraulique de la matière organique. Celle-ci permet de calculer la conductivité hydraulique (K) pour un rayon de pore donné.

$$\varepsilon(a, b) = \frac{2\mu\rho g}{\gamma^2} \left(h^2 K(h) \Big|_{h(a)}^{h(b)} - 2 \int_{h(a)}^{h(b)} K(h) h dh \right) \quad [3]$$

Où ε Porosité connectée (conduisant l'eau) (*Water conducting porosity*)

a,b Rayon des pores [L]

μ Viscosité dynamique de l'eau [ML⁻¹ T⁻¹]

ρ Densité de l'eau [ML⁻³]

g Accélération gravitationnelle [LT⁻²]

h Pression [L]

K(h) Conductivité hydraulique non-saturé pour une pression donnée (h) [LT⁻¹]

γ	Tension de surface de l'eau [MT^{-2}]
d_h	Différentiel de pression [L]

Quinton et Marsh (1999) ont calculé la conductivité hydraulique horizontale (K_h) de la matière organique à l'aide de la méthode des traceurs. Cette technique consiste à mettre un colorant dans l'eau en amont et à calculer la vitesse à laquelle l'eau colorée parcourt une distance donnée. Ils ont utilisés la loi de Darcy (expliquée plus bas) pour obtenir leurs résultats. Lors de l'expérimentation, les sols avaient deux régimes : humide à la fonte des neiges (saturé) et sec lorsque la couche active est complètement dégelée. Ceci indique qu'il faut tenir compte de la conductivité hydraulique non-saturée dans les calculs de débit de la couche active.

La conductivité hydraulique (K) est grandement influencée par la présence de la glace. Elle augmente d'un ou plusieurs ordres de grandeur lorsque le front de dégel se propage dans une couche riche en glace et diminue lorsque le dégel progresse dans des couches où la glace est rare. Ce phénomène s'explique par la présence de lentilles de glace, qui facilitent grandement le mouvement horizontal de l'eau. Ces lentilles sont créées dans les sédiments à texture fine (sable fin, silt, argile) lors du gel lorsque l'apport d'eau est suffisant. Les résultats préliminaires de l'étude d'Egginton et Dyke (1990) sur le sujet montrent que la conductivité hydraulique horizontale d'une zone en dégel riche en glace est de trois ordres de grandeur plus élevée que lorsque le sol est complètement dégelé.

Le Tableau 1 présente les conductivités hydrauliques typiques des matériels présents en milieu de pergélisol.

Tableau 1. Conductivités hydrauliques typiques des matériaux présents en milieu de pergélisol (m/jour)

	*Adapté de Ciro & Alfaro 2006	Hodgson & Young 2001	Heath 1983	*Adapté de Fetter 1980	*Adapté de Bear et al. 1968
Till			1×10^{-7} à 5×10^{-1}	1×10^{-4} à 1×10^{-2}	
Gravier		1×10^1 à 1×10^2	1×10^2 à 1×10^4	1×10^1 à 1×10^2	1×10^2 à 1×10^4
Sable grossier	1×10^1		1×10^1 à 1×10^2		1×10^0 à 1×10^3
Sable fin			5×10^{-1} à 1×10^1		
Silt	7×10^{-2}	1×10^{-3} à 1×10^{-2}	5×10^{-4} à 1×10^0	1×10^{-4} à 10^{-2}	1×10^{-5} à 1×10^0
Argile	1×10^{-3}		5×10^{-8} à 5×10^{-4}	1×10^{-7} à 10^{-4}	1×10^{-9} à 1×10^{-2}
Tourbe	7×10^{-2}	1×10^{-3} à 1×10^{-2}			1×10^1 à 1×10^{-2}
Sol gelé	1×10^{-7}				

2.3.6 Mesure de la conductivité hydraulique

Les techniques pour mesurer la conductivité hydraulique se basent en grande majorité sur la loi de Darcy:

$$Q = KiA \quad [4]$$

Où le débit (Q) s'obtient du produit de la conductivité hydraulique (K), du gradient hydraulique (i) et de l'aire de la section à l'étude (A). Cette équation est valide pour des sols à porosité moyenne et à gradient hydraulique moyen mais est limitée pour des sols à faible porosité (e.g. argile) et ceux à porosité très élevée (e.g. graviers) (Marsouri et al. 2008). En milieu non-saturé, la conductivité hydraulique (K) est fonction de la pression interstitielle et de la saturation (en milieu saturé, la pression est nulle) et peut être prédite par l'emploi de méthodes directes et indirectes.

Plusieurs méthodes (directes et indirectes) ont été développées au fil du temps pour calculer la conductivité hydraulique d'un sol, sur le terrain et en laboratoire. Bien que ces méthodes soient concluantes en milieu tempéré, très peu d'investigations ont été faites sur la viabilité de ces instruments et méthodes en milieu froid. Nous avons approfondi nos connaissances sur quelques méthodes qui semblent les plus intéressantes pour notre travail en zone de pergélisol.

2.3.6.1 Méthodes directes

Les approches traditionnelles pour mesurer la conductivité hydraulique de façon directe incluent la méthode d'évaporation, l'infiltromètre, l'infiltromètre à anneaux doubles, le perméamètre, le trou Augier et l'essai de pompage (*slug test*). Certaines méthodes ne mesurent la conductivité hydraulique (K) qu'en état d'équilibre hydraulique (*constant head*) tandis que d'autres peuvent aussi calculer la conductivité hydraulique (K) en mode transitoire (*falling head*).

2.3.6.1.1 Méthode d'évaporation

Cette méthode consiste à prélever un échantillon de sol dans lequel un tensiomètre est installé à chaque extrémité. L'échantillon est saturé en eau à partir de la base, scellé par le bas et pesé. La tension et le poids sont mesurés à intervalles réguliers (l'évaporation diminue le poids). Il est possible de calculer le gradient hydraulique et la conductivité hydraulique (K) à partir de ces données (Schindler et Müller 2006) selon la formule suivante:

$$K(\bar{h}) = \frac{\Delta V}{2A \cdot \Delta T \cdot i_m} \quad [5]$$

Où $K(\bar{h})$ Moyenne des tensions moyennes entre les tensiomètres supérieur et inférieur selon un intervalle de temps donné [LT^{-1}]

ΔV Volume de l'eau contenue dans le sol qui s'est évaporée [L^3]

A Aire de la section à l'étude [L^2]

ΔT Intervalle de temps [T]

i_m Gradient hydraulique moyen de l'intervalle [Sans dimension], donné par :

$$i_m = \frac{1}{2} \left(\frac{h_{t1haut} - h_{t1bas}}{\Delta Z} + \frac{h_{t2haut} - h_{t2bas}}{\Delta z} \right) - 1 \quad [6]$$

Où $h_{t \text{ haut, bas}}$ Valeur des tensiomètres haut et bas au temps t [L]

Δz Distance verticale entre les tensiomètres [L]

Et L Unité de longueur

T Unité de temps

Cette technique s'avère peu coûteuse, donne des résultats fiables mais requiert un temps d'expérimentation très long (Simunek et al. 1998).

2.3.6.1.2 Infiltromètre de tension

L'infiltromètre de tension est une méthode simple et rapide utilisée pour obtenir la conductivité hydraulique d'un sol saturé ou non-saturé. Il permet de calculer le temps d'infiltration de l'eau dans un sol. L'eau s'écoule dans le sol à travers une pierre poreuse à partir d'un réservoir cylindrique. Le test s'arrête lorsque l'état d'équilibre du sol est atteint et peut donner des résultats erronés si l'expérience se termine avant (Casanova et al. 2000). Cette méthode ne calcule que l'écoulement en deux dimensions et un matériel de contact (e.g. sable) est parfois nécessaire entre l'appareil et le sol, ce qui peut fausser les résultats. Reynolds et Zebchuk (1996) ont testé plusieurs matériaux de contact. Celui-ci doit avoir une conductivité hydraulique égale ou supérieure à celle du sol. Leurs résultats démontrent qu'une couche de contact de sable peut causer des résultats très variables qui peuvent influencer la prise de mesure. Le matériel de contact suggéré est du *spheriglass*, un plastique utilisé dans les manufactures ayant une conductivité hydraulique de 10^{-4} m/s. Selon Li et al. (1995) l'estimation du taux d'infiltration à partir d'un infiltromètre est supérieure au taux d'infiltration naturel en raison de la petite surface d'infiltration de l'infiltromètre.

Hussen et Warrick (1993) ont testés plusieurs types d'infiltromètres. Leurs résultats démontrent qu'il n'y a pas de différences significatives entre les valeurs de conductivité hydraulique (K) estimées par les différents instruments. Les résultats les plus stables ont été obtenus à partir d'un infiltromètre en état d'équilibre possédant le plus grand diamètre, ce qui confirme les résultats de Li et al. (1995). Simunek et al. (1999) ont démontré que les

résultats obtenus par le test d'infiltromètre étaient similaires et aussi fiables que ceux obtenus par la méthode d'évaporation. Casey et Derby (2002) ont créé un prototype d'infiltromètre automatique qui mesure les changements de niveau d'eau dans l'infiltromètre à partir d'une sonde de pression automatisée.

L'équation de Van Genuchten (1980) est la méthode la plus utilisée pour calculer la conductivité hydraulique à partir des données d'infiltromètre :

$$K=C_1/A \quad [7]$$

La conductivité hydraulique (K) est déterminée par la pente de la courbe de l'infiltration cumulative par rapport à la racine carrée du temps (C_1) divisée par le paramètre de Van Genuchten (A). Ce paramètre est le résultat des équations suivantes :

$$A = \frac{11.65(n^{0.1} - 1) \exp[2.92(n - 1.9)\alpha h_o]}{(\alpha r_o)^{0.91}} \quad n \geq 1.9 \quad [8]$$

$$A = \frac{11.65(n^{0.1} - 1) \exp[7.5(n - 1.9)\alpha h_o]}{(\alpha r_o)^{0.91}} \quad n \leq 1.9 \quad [9]$$

Où n et α Paramètres de Van Genuchten (varient selon le type de sol) [sans dimension]
 r_o Rayon du disque de l'infiltromètre [L]
 h_o Succion à la surface du disque [FL^{-2}]

Et L Unité de longueur
 F Unité de force

Cette équation est valide pour les sols minéraux pour lesquels les paramètres de Van Genuchten (n et α) ont été déterminés, de la classe granulométrique des argiles jusqu'aux sables (Tableau 2). Pour pouvoir appliquer cette formule aux sols organiques, Gnatowski et al. (2009) ont déterminés les propriétés hydrauliques clés de cinq différents types de tourbe (Tableau 3).

Tableau 2. Paramètres de Van Genuchten (n et α) selon la classe granulométrique et la succion (h_0) de l'infiltromètre.

Paramètres de Van Genuchten			h_0						
			-0,5	-1	-2	-3	-4	-5	-6
Texture	α	n	A						
Sable	0,145	2,68	2,9	2,5	1,8	1,3	0,9	0,7	0,5
Sable loameux	0,124	2,28	3	2,8	2,5	2,2	1,9	1,6	1,4
Loam sableux	0,075	1,89	4	4	4	4	4	4,1	4,1
Loam	0,036	1,56	5,6	5,8	6,4	7	7,7	8,4	9,2
Silt	0,016	1,37	8,1	8,3	8,9	9,5	10,1	10,8	11,5
Silt loameux	0,02	1,41	7,2	7,5	8,1	8,7	9,4	10,1	10,9
Loam sableux argileux	0,059	1,48	3,3	3,6	4,3	5,2	6,3	7,6	9,1
Loam argileux	0,019	1,31	6	6,2	6,8	7,4	8	8,7	9,5
Loam silteux argileux	0,01	1,23	8,1	8,3	8,7	9,1	9,6	10,1	10,6
Argile sableuse	0,027	1,23	3,4	3,6	4,2	4,8	5,5	6,3	7,2
Argile silteuse	0,015	1,09	6,2	6,3	6,5	6,7	6,9	7,1	7,3
Argile	0,008	1,09	4,1	4,2	4,4	4,6	4,8	5,1	5,3

Tableau 3. Propriétés hydrauliques (θ_s (contenu en eau saturé), θ_r (contenu en eau résiduel), K_s (conductivité hydraulique saturée), n , α et L (paramètres empiriques)) de cinq types de matériau organique (mousse (I), mousse profonde (II), tourbe ligneuse (III), tourbe herbacée (IV) et tourbe herbacée profonde (V)) source : Gnatowski et al. 2009.

Parameter values of Mualem-van Genuchten model describing the hydraulic properties of peat soils and bulk density for all investigated samples as well as for distinguished clusters.

Cluster	No of samples	Statistics*	Parameters in Eqs. (1) and (2)						Bulk density ($g\ cm^{-3}$)
			θ_s ($m^3\ m^{-3}$)	θ_r ($m^3\ m^{-3}$)	α (cm^{-1})	n (-)	K_s ($cm\ h^{-1}$)	L (-)	
All samples	87	Avg	0.9065	0.1763	0.0231	1.292	0.304	0.013	0.132
		Min	0.8170	0.0000	0.0042	1.111	0.020	-5.000	0.073
		Max	0.9760	0.4980	0.1659	1.700	1.789	5.000	0.243
I	35	STD	0.0363	0.1578	0.0235	0.138	0.368	3.376	0.038
		Avgc	0.9367	0.0499	0.0137	1.359	0.0713	-2.940	
		Avg	0.9367	0.0682	0.0159	1.383	0.088	-2.696	0.104
		Min	0.8810	0.0000	0.0042	1.235	0.027	-5.000	0.081
		Max	0.9760	0.2800	0.0356	1.700	0.252	5.000	0.152
II	3	STD	0.0182	0.0753	0.0066	0.099	0.062	2.533	0.016
		Avgc	0.9557	0.0100	0.1356	1.208	1.049	-5.000	
		Avg	0.9557	0.0023	0.1363	1.209	1.133	-4.990	0.075
		Min	0.9290	0.0000	0.1096	1.189	0.764	-5.000	0.073
		Max	0.9710	0.0070	0.1659	1.219	1.789	-4.972	0.075
III	16	STD	0.0232	0.0040	0.0283	0.017	0.569	0.016	0.002
		Avgc	0.8744	0.4461	0.0164	1.374	0.097	1.197	
		Avg	0.8744	0.4561	0.0184	1.400	0.143	0.972	0.173
		Min	0.8170	0.3500	0.0101	1.246	0.020	-1.880	0.092
		Max	0.9270	0.4980	0.0259	1.555	0.518	3.945	0.243
IV	30	STD	0.0336	0.0379	0.0072	0.091	0.137	1.5807	0.044
		Avgc	0.8855	0.2147	0.0219	1.154	0.375	2.439	
		Avg	0.8855	0.1693	0.0213	1.148	0.436	3.015	0.150
		Min	0.8250	0.0530	0.0100	1.111	0.110	-0.241	0.115
		Max	0.9340	0.3450	0.0413	1.209	0.800	5.000	0.192
V	3	STD	0.0217	0.0758	0.0081	0.025	0.223	1.789	0.022
		Avgc	0.8863	0.1949	0.0370	1.166	1.533	1.209	
		Avg	0.8863	0.1883	0.0375	1.164	1.533	1.492	0.146
		Min	0.8790	0.1520	0.0242	1.150	1.500	-0.866	0.139
		Max	0.8920	0.2550	0.0450	1.185	1.600	2.716	0.151
		STD	0.0067	0.0578	0.0115	0.018	0.058	2.043	0.006

* Avgc-parameters for average curves, Avg-arithmetical average; Min-minimum; Max-maximum; STD-standard deviation.

Reynolds et Elrick (1991) proposent une autre méthode de calcul qui n'utilise pas la racine carré du temps (comme c'est le cas pour la méthode de van Genuchten), ni le calcul de la teneur en eau volumétrique :

$$Q_s = \left(\frac{a}{G_r} \right) \phi_o + \pi a^2 K(\psi_o) \quad [10]$$

Où	a	Rayon du disque d'infiltration [L]
	G_r	Facteur de forme [Sans dimension]
	ϕ_o	Flux potentiel matriciel [L^2T^{-1}]
	ψ_o	Pression à la surface d'infiltration [L]
	K	Conductivité hydraulique [LT^{-1}]

Et T Unité de temps

Cette équation est concluante de façon numérique et théorique mais n'a jamais été testée pratiquement. Xue et al. (2004) proposent une modification de la méthode mathématique de Zhang pour calculer la conductivité hydraulique. Dans sa formule, Zhang rajoute un facteur de correction pour le débit en état d'équilibre ($f = Q/Q_{\text{équilibre}}$) qui évite le calcul du contenu en eau du sol. Xue propose une modification de la formule en remplaçant l'approximation linéaire de la conductivité hydraulique (K) par une fonction exponentielle :

$$f_1(\pi r_o^2 + 4\lambda_c r_o)K_1 = Q_1 \quad [11]$$

$$f_2(\pi r_o^2 + 4\lambda_c r_o)K_2 = Q_s \quad [12]$$

$$\exp\left(-\frac{\Delta h}{\lambda_c}\right)K_1 - K_2 = 0 \quad [13]$$

Où	f_1 et f_2	Facteurs de correction [Sans dimension]
	K_1 et K_2	Conductivités hydrauliques aux pressions h_1 et h_2 [LT^{-1}]
	λ_c	Longueur capillaire macroscopique [L]
	r_o	Rayon du disque [L]

Le système non-linéaire d'équation a été résolu par une procédure d'itération. La méthode proposée corrige la tendance de surestimation de la conductivité hydraulique (K) de la formule de Zhang, dans un temps de mesure inférieur à 20 minutes.

2.3.6.1.3 Infiltromètre à anneaux doubles

L'infiltromètre ne calcule que l'écoulement en deux dimensions, tandis qu'un infiltromètre à anneaux doubles calcule l'écoulement en trois dimensions (Smettem et al. 1995). Il est donc plus représentatif des conditions d'écoulement réelles. Ce type d'infiltromètre comprend deux cylindres concentriques (ouverts aux deux extrémités), insérés dans le sol. Chaque anneau est fourni en eau par un récipient. La conductivité hydraulique est estimée à la surface lorsque l'écoulement dans l'anneau du centre est constant. L'anneau extérieur sert à éliminer les problèmes de surestimation de la conductivité hydraulique dus à l'écoulement tridimensionnel. L'anneau externe contribue à l'écoulement latéral tandis que l'anneau interne contribue à l'écoulement vertical. L'équipement n'est pas dispendieux et facile à installer. Cependant, il est plutôt lourd, difficile à déplacer et nécessite une surface plane. Le temps de mesure est très long, nécessitant de quelques jours à quelques semaines. Les résultats démontrent que l'infiltration n'est plus proportionnelle à la racine carrée du temps après quelques secondes. Lorsque l'infiltration est dominée par les effets capillaires, l'estimation de la conductivité hydraulique (K) est erronée.

2.3.6.1.4 Perméamètre

Le perméamètre est un appareil surtout utilisé en laboratoire. Il mesure l'écoulement à partir d'un échantillon de sol et sert à déterminer la conductivité hydraulique saturée. Un échantillon de sol est placé dans un tube cylindrique. Ce tube possède une entrée d'eau en haut et une sortie d'eau en bas. Le système peut également être utilisé dans le sens contraire. Une fois le matériel saturé en eau, on calcule la conductivité hydraulique à partir du temps que prend un volume d'eau déterminé pour s'écouler à travers le matériel. L'expérimentation peut se faire en régime permanent ou transitoire. Johnson et al. (2005)

proposent une méthode où l'on insère des sondes de pression à plusieurs perméamètres en série afin de mesurer plusieurs valeurs de conductivité hydraulique saturée (K_s) en même temps. Chaque sonde est branchée sur un système d'acquisition de données automatisé qui enregistre les mesures. Selon l'étude, il n'y a pas de différence significative à un seuil de 95% entre les résultats automatisés et ceux pris à la main.

Le perméamètre de Guelph est un appareil portatif pour prendre des mesures à pression d'eau constante. Après avoir creusé un trou, le perméamètre est inséré dans le sol. L'eau à l'intérieur du perméamètre s'écoule et s'infiltré dans le sol. Les mesures sont prises lorsque le sol devient saturé et l'écoulement est constant. La conductivité hydraulique saturée (K_s) est calculée à partir du diamètre du trou et du niveau d'eau. Cette méthode est peu coûteuse et facile à installer. Cependant, l'interprétation standard des données suppose un sol homogène et à extension « infinie », ce qui n'est pas le cas pour le pergélisol. Il est impossible de calculer la conductivité hydraulique horizontale (K_h), sauf si l'appareil est installé à l'interface entre la couche active et le pergélisol.

2.3.6.1.5 Essais de pompage

L'essai de pompage (*slug test*) consiste à pomper l'eau dans un trou creusé au préalable et à calculer la vitesse de la montée d'eau. Ce test peut être appliqué à des sols saturés en eau et possédant une conductivité hydraulique moyenne. Il est possible de modifier le test pour l'appliquer à des sols à faible conductivité hydraulique (silts et argiles) en augmentant la pression à l'intérieur du trou et en calculant le différentiel de pression résultant. Ce test fournit les données nécessaires pour calculer la conductivité hydraulique horizontale et verticale en se basant sur la loi de Darcy (Bower et Rice 1976; Bower 1988). Une plus grande résolution dans la mesure de la conductivité hydraulique (K) est possible avec de plus petits intervalles de mesure (en termes de distance et de temps). Cette précision est atteignable grâce à des senseurs automatiques calculant la pression (*head*). Une méthode testant cette affirmation a été développée par Zemansky et McElwee (2005) avec des résultats concluants. Les essais de pompage se pratiquent à une échelle plus grande que

l'infiltromètre et nécessitent un équipement coûteux. Ils sont utilisés surtout pour les études d'aquifère à l'échelle régionale. À notre connaissance, ils n'ont jamais été utilisés pour les études hydrogéologiques de la couche active du pergélisol.

2.3.6.2 Méthodes indirectes

En milieu non-saturé, la conductivité hydraulique (K) peut être déterminée à partir de modèles empiriques et statistiques. Selon Marsouri et al. (2008) l'approche statistique est la méthode indirecte la plus rigoureuse. Il est nécessaire de connaître le contenu en eau volumétrique d'un sol pour la construction de la plupart des modèles empiriques cherchant à définir la conductivité hydraulique (K). Plusieurs outils existent pour mesurer la hauteur de la nappe phréatique ainsi que la teneur en eau volumétrique d'un sol, dont les puits d'observation, les senseurs automatiques de pression (*pore water pressure transducer*) et les sondes TDR (*Time Domain Reflectometry*).

2.3.6.2.1 Puits d'observation

Le puits d'observation est un instrument simple. Il est composé d'un tube de plastique perforé à plusieurs endroits et d'un filtre intérieur qui laisse passer l'eau mais bloque les particules fines. Le puits est inséré dans le sol. L'eau s'y infiltre de manière à ce que la hauteur de l'eau dans le puits reflète la hauteur de la nappe phréatique dans le sol. Les données de hauteur d'eau peuvent être récoltées de façon ponctuelle et manuelle (par exemple à l'aide d'une ficelle et d'un poids) ou de façon automatique, à l'aide d'un senseur de pression.

2.3.6.2.2 Senseurs automatiques de pression hydrostatique (pore water pressure transducer)

Le senseur automatique de pression enregistre de façon continue, à un intervalle de temps déterminé, la pression hydrostatique exercée par la colonne d'eau et la température de l'eau à l'intérieur du puits d'observation où il est inséré. Les données de pression doivent être calibrées avec les pressions atmosphériques afin d'obtenir une pression corrigée et

imputable au volume d'eau uniquement. Ce sont des senseurs faciles à utiliser et très précis (résolution de 0.21cm ou 0.02 KPa) mais qui peuvent être facilement endommagés par les chocs et le gel.

2.3.6.2.3 Sonde TDR (*Time Domain Reflectometry*)

Les travaux de Hoekstra et Delaney (1974) et Topp et al. (1980) ont démontré qu'il y a un lien étroit entre le contenu en eau d'un sol et sa permittivité. La permittivité diélectrique est une propriété physique qui décrit la réponse d'un milieu donné à un champ électrique appliqué. Un sol saturé en eau conduit l'électricité beaucoup mieux qu'un sol non-saturé. La sonde TDR (*time domain reflectometry*) calcule l'humidité dans le sol via la permittivité électrique (constante diélectrique) du matériel. Son principe est l'émission, la réflexion et la réception d'une onde électrique. Plus la transmission s'effectue dans un délai rapide, plus le sol a un contenu en eau élevé. Cet appareil peut être utilisé pour des sols minéraux et organiques avec une calibration propre à chaque sol. Gaidi et Ichola (2000) ont testé la sonde dans plusieurs sols à granulométrie et à teneur en eau différentes. Ils ont comparé les résultats avec la teneur en eau réelle des sols et en ont conclu que l'utilisation de la constante diélectrique pour déterminer la teneur en eau volumétrique est appropriée.

2.3.6.2.4 Méthode inverse

Il est possible de trouver la conductivité hydraulique (K) à partir d'une méthode inverse où le débit et les conditions limites sont connus. Pour se faire il est nécessaire d'imposer au modèle des conditions limites représentatives des conditions réelles, idéalement mesurées sur le terrain. La réponse du modèle donnera les variables inconnues, dans ce cas-ci les paramètres (Marsouri et al. 2008; Vrugt et al. 2008). Ce genre de modèle a été de plus en plus utilisé au cours des dernières décennies et est appliqué à des situations de plus en plus complexes. Il doit cependant être utilisé avec une certaine prudence car les résultats découlent d'une interprétation et ne sont pas nécessairement le reflet de la réalité.

2.3.7 Changements du réseau hydrologique

Les changements climatiques entraînent d'importants changements hydrologiques dans le nord du Canada (Marsh et Neumann 2001; White et al. 2007; Woo et al. 2008). La couche active s'approfondit, entraînant une hausse de la capacité de stockage du sol ainsi qu'une atténuation des pointes de débit de l'écoulement de surface. Plus la couche active s'épaissit, plus l'eau peut pénétrer en profondeur dans le sol et l'interrelation entre l'écoulement de surface et l'écoulement souterrain devient de plus en plus importante (White et al. 2007). La fonte de la glace interstitielle causée par la hausse des températures de l'air (due au réchauffement climatique) entraîne une plus grande quantité d'eau disponible dans le système et peut conduire à la formation de thermokarsts (White et al. 2007). La formation de thermokarsts dans le paysage cause une hétérogénéité de la répartition de l'humidité dans le sol, créant des zones de mares et des zones sèche (White et al. 2007).

Une des conséquences attendue de ces changements est l'apparition et la croissance de lacs dans les environnements de pergélisol continu et une réduction de la taille et du nombre de lacs dans les zones de pergélisol discontinu (Mackay 1988). Dans une zone de pergélisol riche en glace, les lacs déconnectés du réseau de drainage peuvent se drainer rapidement lorsque la température de la glace interstitielle (qui agit comme une barrière à l'écoulement) augment et fond par le transfert de chaleur entre l'eau et la glace (Marsh et Neumann 2001). Ce principe de thermo-érosion a été observé à l'intérieur de réseaux de coins de glace sur l'île Bylot (Nunavut) (Fortier et al. 2007, Godin et Fortier 2010, Godin et Fortier, 2011).

2.3.8 Modélisation de l'écoulement souterrain

Plusieurs modèles existent pour simuler un écoulement souterrain, mais la plupart ne sont pas complètement intégrés à un environnement de pergélisol. Les principaux sont TOUGH, HYDRUS, SEEP/W et SUTRA-ICE.

Le logiciel TOUGH (Finstlerle 2004; Finsterle et al. 2008) ne relève pas du domaine public. Il simule l'écoulement anisotrope et multiphase dans un milieu perméable. Il est capable d'évaluer la présence d'eau et de glace dans le sol et de prendre en considération les

processus de gel et de dégel. La version iTOUGH2 permet de créer des modèles inverses afin de définir certains paramètres.

HYDRUS est un logiciel commercial développé par Simunek et al. (2008) basé sur les éléments finis. Il modélise les mouvements de l'eau, de la chaleur et des solutés en milieux partiellement ou complètement saturés. Il possède un algorithme qui rend possible l'estimation de différents paramètres. Il est utilisé principalement dans le milieu agricole pour étudier l'écoulement souterrain unidimensionnel et multidimensionnel en se basant sur les équations de Fourier et Richards. Il est possible d'inclure dans le modèle les changements de phases de l'eau. Le logiciel possède un potentiel intéressant pour simuler les impacts du gel et dégel sur des infrastructures routières.

SEEP/W est un logiciel commercial qui provient de la suite GEOSTUDIO. Il permet d'analyser les problèmes liés à l'écoulement souterrain et à la pression d'eau interstitielle dans un substrat poreux (e.g. sol, roche) en état d'équilibre et en mode transitoire. Il a été développé à partir de la méthode des éléments finis. Il traite les problèmes en deux dimensions en se basant sur l'équation de Darcy et tient compte des milieux anisotropiques. Il est principalement utilisé dans les travaux de géotechnique et de génie civil (e.g. barrage, digue). Ce logiciel est facile à utiliser et est de plus en plus populaire auprès des chercheurs et praticiens travaillant en écoulement souterrain. Les modules complémentaires de la suite GEOSTUDIO peuvent s'appliquer de façon très pertinente à la dynamique du pergélisol. Par exemple, Ciro et Alfaro (2006) ont utilisés TEMP/W (version thermique de SEEP/W) pour décrire la dégradation du pergélisol sous les infrastructures routières. Il est possible d'intégrer les différentes applications de la suite dans un seul modèle. Il est donc possible de coupler les dimensions d'écoulement et celles de transfert de chaleur (comme c'est le cas pour SEEP/W et TEMP/W) afin d'étudier les transferts de chaleurs effectués via l'écoulement souterrain.

SUTRA-ICE (McKenzie et al. 2007) est un logiciel permettant de bâtir des modèles conducto-convectif pour les milieux sujets au gel et au dégel. Ce logiciel tient compte des

changements des propriétés thermiques et hydrauliques des matériaux en fonction du changement du contenu en glace du sol. Ce logiciel est prometteur mais encore en développement et seule une version bêta du module ICE est disponible pour l'instant.

2.4 Transferts de chaleur

Les transferts de chaleur dans le sol régissent le régime thermique du pergélisol. Ils sont de trois types : radiatifs, conductifs et convectifs (Koui et al. 2009). Le transfert radiatif s'effectue par rayonnement électromagnétique (e.g. le rayonnement solaire). Il peut se réaliser dans le vide sans la présence de matière. Le transfert par conduction est un échange d'énergie par excitation des molécules lorsqu'il existe un gradient de température. Finalement, le transfert convectif s'effectue à partir du mouvement des molécules dans un fluide.

Le pergélisol contient de l'eau sous forme solide, liquide et gazeuse. Le changement d'une phase à l'autre nécessite de l'énergie et il faut en tenir compte dans les processus de transfert de chaleur. La chaleur entrant dans le pergélisol se présente sous forme sensible (hausse des températures) ou sous forme latente, contribuant aux changements de phases de l'eau (Romanovsky et Osterkamp 2000). L'énergie nécessaire ou libérée par le gel/dégel est de 0,33 MJ/Kg, pour la condensation/évaporation de 2,5 MJ/Kg et pour la sublimation de 2,83 MJ/Kg (Kane et al. 2001). L'énergie latente est la composante dominante dans l'échange de chaleur de la couche active. Par exemple, plus de 80% de l'énergie totale entrant dans le sol au printemps est utilisée comme énergie latente pour faire fondre la glace de la couche active et seulement 20% est disponible pour hausser les températures (Quinton et al. 2005). La présence d'eau (sous forme liquide ou solide) retarde la réponse thermique du sol (Osterkamp et Romanovsky 1999; Osterkamp 2005). La présence de glace dans le sol au printemps a pour effet de retarder la hausse des températures car une partie de l'énergie disponible est utilisée pour réchauffer et éventuellement faire fondre celle-ci. La présence d'eau à l'automne retarde l'avancement du front de gel. En gelant, l'eau relâche de l'énergie qui maintient les températures à un niveau près de zéro (*zero curtain effect*) (Boike et al. 1998; Romanovsky et Osterkamp 2000; Kane et al. 2001).

2.4.1 Transfert de chaleur par conduction

La conduction thermique se définit comme étant la quantité de chaleur transférée dans un matériel par unité de surface et par une unité de temps sous un gradient de température donné :

$$Q_G = -K_T(dT/dz) \quad [14]$$

Où Q_G Flux thermique [PL^{-2}]
 K_T Conductivité thermique [$PL^{-1}T^{\ominus-1}$]
 (dT/dz) Gradient thermique [$T^{\ominus}L^{-1}$]

Et P Unité de puissance
 L Unité de longueur
 T Unité de temps
 T^{\ominus} Unité de température

C'est ce type de transfert de chaleur qui domine dans les sols (Quinton et Gray 2003). La conductivité thermique du sol (K_T) détermine la vitesse à laquelle le sol gèle et la profondeur du front de gel (Jenness 1948). Elle dépend de la nature et de la température du matériel. Par exemple, la conductivité thermique est plus élevée pour la glace que pour l'eau. Elle est plus faible dans un sol organique que dans un sol minéral (Woo et al. 2008). Dans un environnement de pergélisol, le bilan énergétique est caractérisé par une balance annuelle négative où le flux thermique sortant du sol est plus important que le flux thermique entrant (Hinzman et al. 2005). C'est pourquoi une hausse des températures entraîne un déséquilibre de ces flux et a un effet direct sur la dynamique du pergélisol.

L'énergie transmise dans le sol (Q_g) se divise essentiellement en trois parties : l'énergie nécessaire pour réchauffer la couche active (Q_s), celle pour faire fondre la glace de la couche active (Q_i) et celle nécessaire au réchauffement du pergélisol (Q_p). Plusieurs études ont été faites afin de modéliser ces flux de chaleurs. Kane et al. (1991), Hinkel et Outcalt

(1994), Romanovsky et Osterkamp (2000), Cobos et Baker (2003), Hansson et al. (2004) et Woo et al. (2008) ont tous élaboré des modèles de transfert de chaleur par conduction selon différents paramètres. Leurs résultats ont prouvé l'importance de tenir compte de plusieurs paramètres dans les modèles dont la chaleur latente, la température du sol, le type de matériel et la teneur en eau et en glace du sol. Un paramètre plus marginal a été mis en évidence par Kane et al. (1991). Le modèle construit donnait des températures conformes aux observations en hiver mais les prédictions étaient en-deçà de la réalité au printemps. Ces différences de température seraient attribuables au transfert de chaleur convectif.

2.4.2 Transfert de chaleur par convection

Les transferts de chaleur par convection s'effectuent par le biais d'un fluide en mouvement (air, eau). Le transfert de chaleur par convection libre réfère au gradient de densité qui entraîne un fluide plus froid vers le bas et conséquemment une remontée d'un fluide plus chaud. Dans le cas de l'eau, il se produit uniquement dans les sols très perméables comme la tourbe lors de fortes périodes de refroidissement à l'automne (Kane et al. 2001). L'advection de chaleur (anciennement convection forcée) réfère à un transport d'énergie qui n'influence pas le mouvement du fluide transporteur. Ce type de convection favorise les échanges thermiques entre le fluide et une surface solide. C'est ce type de transfert de chaleur qui domine en situation d'écoulement souterrain (Kane et al. 2001).

Dans le cas de l'eau, en pénétrant dans un sol, elle entraîne un échange de chaleur qui peut être d'un ordre de grandeur plus important que l'échange par simple conduction (Kane et al. 2001). L'apport de chaleur peut donc être significatif mais est restreint à des endroits et des moments très spécifiques. L'écoulement de surface est à son maximum au printemps lors de la fonte des neiges. L'écoulement souterrain maximal survient entre la fin du printemps et le début de l'été, s'accroissant au fur et à mesure que la couche active dégèle. En été, l'écoulement souterrain est très variable et ce en fonction des conditions locales d'évapo-transpiration et des précipitations. Il est accentué suite aux événements de pluie. Les transferts de chaleur convectif et advectif sont restreint à ces réseaux d'écoulements souterrains, incluant l'interface entre la couche active et le pergélisol. Celui-ci agit comme un substrat imperméable où l'écoulement se fait à sa surface selon différents gradients.

L'advection de chaleur ne dépend pas uniquement du gradient thermique. Dans le cas de l'eau liquide, la vitesse et le sens de l'écoulement sont subordonnés à trois autres gradients : gravitationnel, pression d'eau interstitielle et osmotique (Kane et al. 2001). Le gradient gravitationnel est directement relié à la pente du sol où le mouvement de l'eau suit sensiblement la topographie de surface. Le gradient de pression d'eau interstitielle est fonction de l'humidité des sols et du type de sol. Dans un sol saturé, la succion est nulle. Dans un sol non-saturé, le différentiel de pression entraîne un effet de succion vers le bas, le haut ou à l'horizontal. À granulométrie égale, le gradient de pression est dirigé à partir du sol humide vers le sol sec. Le gradient osmotique (chimique) entraîne un mouvement de l'eau vers la zone la plus fortement concentrée en ions. L'existence de tous ces gradients rend le transfert de chaleur advectif difficile à quantifier.

Très peu de recherches ont été faites sur l'advection de chaleur dans le pergélisol (Fortier et al. 2007, Larouche 2010), particulièrement en ce qui a trait aux transferts de chaleur liés à l'écoulement souterrain. Certains auteurs ont toutefois soulevé cette idée dans leur conclusion de recherche mais sans approfondir le sujet. C'est le cas de l'étude de Deming et al. (1992) qui ont observé que les températures du pergélisol étaient plus élevées là où la topographie suggérait fortement la présence d'un écoulement souterrain.

L'advection de chaleur est souvent sous-estimée et absent de la plupart des modèles géothermiques (Ochsner et Baker 2008; Zhang et al. 2008A). Les processus non-conductifs peuvent avoir un impact important sur l'évolution du profil thermique de la couche active tout au long de l'année (Hinkel et Outcalt, 1994). Les travaux de Kane et al. (2001) ont permis de démontrer l'importance de ces processus sur la dynamique du sol. Selon eux, les mouvements de l'eau sont importants dans les sols minéraux de l'Arctique canadien. Ils entraînent une augmentation de la température par le relâchement d'énergie latente lors du regel dans certaines zones du sol au printemps. Fortier et al. (2007) ont démontré que l'advection de chaleur lié au ruissellement de surface et l'infiltration subséquente de l'eau dans le sol ont des conséquences importantes sur la dégradation rapide du pergélisol dans

l'Arctique canadien. Ces observations laissent supposer qu'il en va de même pour l'écoulement purement souterrain.

2.5 Dégradation du pergélisol

2.5.1 Tour d'horizon

Le pergélisol est très sensible aux changements climatiques (Osterkamp et Romanovsky 1999; Jorgenson et al. 2001; Mazhitova et al. 2004; Jin et al. 2006; Zhang et al. 2008). D'importantes dégradations du pergélisol ont été récemment rapportées partout dans le monde.

En Asie, le pergélisol est surtout présent dans les montagnes de l'Himalaya et dans le plateau tibétain. Dans la chaîne de Tien Shan (au nord-ouest de l'Himalaya) la température du pergélisol a augmenté de 0,3°C à 0,6°C en 30 ans. La couche active y est 23% plus profonde qu'au début des années 1970 avec une épaisseur de 5 m pour l'année 2000. Au cours du 20^e siècle, la limite altitudinale inférieure du pergélisol a reculé de 150 à 200 m (Marchenko et al. 2007). Dans le plateau tibétain, les températures du sol ont augmenté en moyenne de 0,16°C depuis 1950 (Liu et Chen 2000).

En Russie, la température du pergélisol a substantiellement augmentée depuis les 20 à 30 dernières années. L'amplitude du réchauffement dépend de la région mais se situe entre 0,5 et 2,8°C à la profondeur de l'amplitude annuelle zéro (Romanovsky et al. 2010). L'augmentation des températures s'est principalement effectuée entre 1970 et 1990. Par exemple en Russie septentrionale les températures de l'air ont augmenté de 0,6°C à 0,9°C entre 1970 et 1990, entraînant partiellement une augmentation des températures moyennes du pergélisol de 0,7°C à une profondeur de 3 m (Pavlov 1994). Cette variation des températures du pergélisol est aussi liée à une augmentation de la couverture neigeuse. Un léger refroidissement des températures du sol a été mesuré dans les années 2000 puis les températures ont significativement augmentées depuis 3 ans (Romanovsky et al. 2010).

Le pergélisol européen se retrouve principalement dans les Alpes ainsi que dans les pays scandinaves. Les données obtenues par le *Global Terrestrial Network for Permafrost*

(GTNP) indiquent que les températures du pergélisol de surface ont augmenté en moyenne entre 0,5°C et 1°C pour cette région entre les années 1980 et 2002 (Harris et al. 2003). L'augmentation des températures du pergélisol s'est poursuivie dans les années 2000 pour la plupart des régions scandinaves. Par exemple, les températures du pergélisol ont augmentés de 0,7°C entre 1998 et 2009 à Svalbard (Norvège) et la couche active s'est approfondie en moyenne de 0,2 m pour l'ensemble des pays scandinaves (Christiansen et al. 2010).

En Alaska le tassement moyen du sol a été estimé à 0,1 m/an dans la zone discontinue depuis la fin des années 1980. Pour cette même période, les températures à la surface du pergélisol ont augmenté de 2 à 4°C (Osterkamp et Romanovsky 1999; Osterkamp 2005). Les observations faites au Canada démontrent que la dégradation du pergélisol s'accélère au même rythme que les changements climatiques. Par exemple, le taux de tassement du pergélisol dans le nord du Manitoba a augmenté de 200 à 300% entre 1941-1991 et 1995-2002, passant de 0,05-0,1 m/an à 0,1-0,3 m/an. La moyenne annuelle des températures de l'air a augmenté de 1,32°C pour la même période (Camill 2005). Des études plus récentes ont démontrés une hausse continue des températures de l'air en Alaska, dans l'Arctique canadien ainsi que dans le haut Arctique canadien depuis 1970. L'Arctique canadien de l'Est et le nord du Québec ont présenté des tendances à la baisse des températures de l'air jusqu'en 1993 puis une hausse rapide des températures jusqu'à aujourd'hui (Smith et al. 2010).

2.5.2 Processus de dégradation du pergélisol

La réponse thermique du pergélisol face aux changements récents varie selon les facteurs locaux (Smith et al. 2005). Par exemple, un pergélisol peut exister dans un sol organique lorsque les températures moyennes de l'air sont aussi hautes que 1,5°C (*thermal offset*) tandis que des températures annuelles moyennes plus hautes que -2°C entraîneront la disparition du pergélisol dans un sol minéral (Camill 2005). Ceci est dû au fait que la

tourbe agit comme isolant l'été mais comme conducteur l'hiver. Le sol organique est donc plus froid qu'un sol minéral soumis aux mêmes conditions climatiques.

Le processus de dégradation du pergélisol entraîne un approfondissement de la couche active et un tassement subséquent du sol (Hinkel et Outclat 1994; Serreze et al. 2000; Camill, 2005; Smith et al. 2005; Woo et al. 2007). La dégradation du pergélisol se fait en quatre étapes. Premièrement, la température de la couche active augmente et la couche active s'approfondit. Cette dégradation s'accélère avec le temps. Lorsque le gel ne redescend plus jusqu'à la surface gelée du pergélisol un talik se développe. Ce dernier augmente en volume au rythme du réchauffement subit à la surface du sol. Dans les zones de talik, l'écoulement souterrain peut se produire tout au long de l'année. Ceci peut entraîner des transferts de chaleur conducto-convectifs qui contribuent alors à accélérer la dégradation du pergélisol (rétroaction positive). La dernière étape est la disparition complète du pergélisol. Dans le pergélisol « chaud » la dégradation s'effectue aussi de la base du pergélisol vers le haut mais à un rythme d'un ordre de grandeur plus petit que celle qui se produit à la surface (Jin et al. 2006).

2.5.3 Modélisation de la dégradation du pergélisol

Plusieurs modèles ont été construits afin de quantifier la dégradation du pergélisol selon les différents scénarios de changements climatiques. La dégradation ne sera pas la même partout sur la planète. Selon la revue de littérature de Serreze et al. (2000), la température du pergélisol augmente en Alaska et en Russie. Dans l'est de l'Arctique canadien et au Nunavik, le régime thermique du pergélisol était stable ou en baisse jusque dans le milieu des années 1990 mais est en hausse depuis lors (Allard et al. 2007). Une plus grande diminution du pergélisol est prévue pour l'Eurasie que pour l'Amérique (Anasimov et Nelson 2004). Le tassement du sol dépend de son contenu en glace. Il est plus important dans les sols à particules fines (riches en glace) que dans les sols sableux. Par exemple, une butte de pergélisol formée de sédiments argileux marins pourrait subir des tassements variant entre 0,8 et 1,42 mètre selon un réchauffement aussi faible que 0,01 à 0,05°C (Buteau et al. 2004).

Bien que le réchauffement global soit reconnu par la communauté scientifique, les prédictions de dégradation du pergélisol varient grandement selon les études. Par exemple, Zhang et al. (2008) prédisent 16 à 20% de réduction du pergélisol au Canada entre 1990 et 2090 tandis que Lawrence et Slater (2005) prédisent une réduction de 60 à 90% pour la même période, en se basant sur les mêmes scénarios de changements climatiques globaux. Il faut donc rester critique face aux modèles utilisés et à leurs résultats. Chaque modèle est basé sur cinq éléments importants : le type d'algorithme mathématique, les paramètres des propriétés thermiques du sol gelé et non-gelé, les paramètres de l'eau non-gelée contenue dans le sol, l'énergie latente durant le gel/dégel et la configuration du modèle (e.g. pas de temps, conditions limites, maillage). L'estimation des températures de surface est la plus grande source d'erreur dans les simulations thermiques des sols (Zhang et al. 2008). Les modèles doivent donc idéalement être validés avec des données existantes afin d'obtenir des résultats cohérents et d'éviter des erreurs manifestes (e.g. Lawrence et Slater 2005) qui peuvent avoir une incidence importante sur les politiques publiques.

Les processus de transfert de chaleur convectif ne sont pas intégrés dans ces modèles de dégradation du pergélisol. Nos observations ont démontré que le tassement du sol observé sur le terrain ne pouvait pas être imputable uniquement au transfert de chaleur par conduction. L'intégration de ces processus convectifs dans les scénarios et modèles existant entraînerait une représentation plus juste de la réalité à échelle locale et aiderait à la définition de stratégies d'adaptation aux changements climatiques affectant la dégradation du pergélisol.

2.5.4 Dégradation du pergélisol et infrastructures linéaires

La dégradation du pergélisol a des conséquences importantes pour les infrastructures linéaires (routes, chemins de fer, pistes d'atterrissage, oléoducs) (Quingbai et al. 2002; Quingbai et al. 2002A). Le tassement du sol n'est pas uniforme car la distribution de glace dans le pergélisol n'est pas constante. La fonte de la glace du pergélisol entraîne donc la

formation d'une surface chaotique caractérisée par la présence de fissures de tension et de zones de subsidence.

Les infrastructures linéaires sont particulièrement sensibles aux changements climatiques car leur construction et leur entretien entraînent des flux de chaleur supplémentaires dans le sol (Jin et al. 2006). Cet effet de rétroaction positive est particulièrement marqué pour les infrastructures construites sur remblais (Allard et al. 2007). La dégradation du pergélisol sous le remblai de route est généralement causée par la hausse de l'absorption des rayons solaires par rapport au sol naturel, par la hausse de l'épaisseur du couvert neigeux en périphérie de l'infrastructure, par l'infiltration des précipitations dans le matériel de remblais et par la migration de l'eau de surface et souterraine dans la couche active en situation de pente (Kondratiev 2008).

La hausse d'absorption des rayons solaires est causée par plusieurs facteurs. Lors de la construction d'une route, certains contracteurs enlèvent la végétation pour mettre le sol à nu. Sans l'effet isolant de cette végétation, les températures de l'air ont un effet direct sur les températures du sol et il en résulte une augmentation de la profondeur de la couche active. Un flux de chaleur peut aussi pénétrer dans le sol lors des manœuvres d'excavation en saison chaude. La mise en place d'un revêtement d'asphalte sur la route change de façon drastique les propriétés de surface (albédo) et conséquemment le régime thermique du pergélisol. Cette surface foncée absorbe de manière importante les rayons solaires, augmentant le flux de chaleur entrant dans le sol (Quingbai et al. 2002).

Dans un environnement sec, la dégradation du pergélisol est plus sévère là où l'épaisseur du remblai est à son minimum et où la transmission de la chaleur atmosphérique est plus intense (Ciro et Alfaro 2006). Cependant, un remblai épais peut entraîner une plus grande accumulation de neige. Celle-ci s'accumule sur le côté du remblai, là où l'infrastructure entrecoupe les vents dominants d'hiver qui balayaient la neige. Ceci crée une couche isolante qui atténue l'effet des températures froides d'hiver sur le sol et entraîne une dégradation du pergélisol (Jin et al. 2006).

Le matériel granulaire de remblais (souvent des sables et graviers) possède une conductivité hydraulique généralement plus élevée que le sol naturel. Cette différence de perméabilité entraîne une infiltration plus importante de l'eau des précipitations dans la route lorsque sa surface imperméable est fissurée. La migration de l'eau de surface et souterraine dans la couche active entraîne un apport de chaleur convectif qui fait fondre la glace du sol et dégrade éventuellement le pergélisol. Un réseau d'écoulement souterrain peut être créé lorsqu'une route est construite de façon surélevée par rapport au sol naturel et que les réseaux d'écoulement de surface se retrouvent ensevelis.

Généralement la dégradation du pergélisol dans un matériel de remblai se fait de l'extérieur vers le centre, là où le pergélisol est le plus épais. Une subsidence visible au centre de la route indique que la dégradation a atteint la partie centrale et qu'un talik permanent peut être présent sous toute la section transversale. La zone de talik est un environnement favorable à l'écoulement souterrain et aux transferts de chaleur convectifs qui en découlent. Il en résulte une accélération de la dégradation du pergélisol sous la route. Ce processus a été observé mais n'a jamais encore été quantifié (Fortier 2005; Allard et al. 2007).

2.6 Synthèse

Les changements climatiques sont devenus une réalité bien établie dans la communauté scientifique. Ils entraînent une dégradation du pergélisol ainsi qu'une réorganisation des réseaux de drainage. Les conséquences directes sont l'approfondissement de la couche active et le tassement subséquent du sol. Cette réponse est particulièrement problématique pour les infrastructures linéaires bâties sur le pergélisol qui sont sensibles aux changements de température.

Le principal processus impliqué dans la dégradation du pergélisol est le transfert de chaleur par conduction. Plusieurs évidences de terrain laissent supposer qu'un autre processus beaucoup plus actif participe à la dégradation du pergélisol, soit le transfert de chaleur

advectif qui s'effectue à travers un fluide en mouvement. Très peu de recherches ont été faites sur le sujet.

Plusieurs instruments et méthodes ont été développés à travers les années pour mesurer l'écoulement et les propriétés hydrauliques d'un sol en milieu tempéré. Cependant, la majorité des appareils utilisés n'ont jamais ou peu été testés dans les milieux froids et l'on ignore en général la viabilité de ces techniques en milieu de pergélisol.

Différents modèles ont été testés afin de prédire la dégradation du pergélisol à travers le temps. Peu d'entre eux ne tient cependant compte du transfert de chaleur advectif. Il a été prouvé que ce processus a des effets importants sur la fonte du pergélisol en régions arctiques. Les conséquences de ce processus via l'écoulement souterrain ont été observées mais ont été peu quantifiées. L'intégration du transfert de chaleur convectif dans les scénarios et modèles existant entraînerait une représentation plus juste de la réalité à échelle locale et aiderait à la définition de stratégies d'adaptation aux changements climatiques affectant la dégradation du pergélisol.

Chapitre 3. Problématique et site d'étude

3.1 Questions et objectifs de recherche

La revue de littérature a mis en évidence que l'écoulement souterrain dans le pergélisol est un processus très peu étudié et que son impact sur la dégradation du pergélisol est méconnu. Les observations effectuées sur le terrain soulèvent quelques questions fondamentales : Est-ce qu'il est possible d'avoir un écoulement d'eau significatif dans le pergélisol à travers la couche active et les taliks? Est-ce que cet écoulement souterrain peut transférer par advection (convection) de l'énergie au sol gelé environnant? Est-ce que cette énergie peut être suffisamment importante pour dégrader le pergélisol de façon significative ?

Pour répondre à ces interrogations cinq objectifs de recherche ont été déterminés : 1) tester des appareils et des méthodes de mesure de volume d'eau et de température conçus pour des milieux tempérés dans une zone de pergélisol; 2) quantifier le volume de l'eau relié à l'écoulement dans la couche active et les taliks du site d'étude et déterminer les chenaux d'écoulements préférentiels; 3) mesurer les températures de l'eau qui s'écoule sous la route; 4) Modéliser l'écoulement souterrain et les transferts de chaleurs par conduction et par advection reliés à l'eau en mouvement; et 5) évaluer l'impact de l'écoulement souterrain sur le régime thermique du pergélisol et sur la dégradation des routes.

3.2. Site à l'étude

3.2.1 Vue d'ensemble

Le site à l'étude est une portion de 10000 m² de l'*Alaska Highway* près de Beaver Creek, Yukon (62°20'20''N, 140°50'02''O) (Figure 3). Il est situé dans une zone de pergélisol discontinu (Rampton 1971; Scudder 1997), dans une ancienne plaine alluviale, colonisée par la végétation.

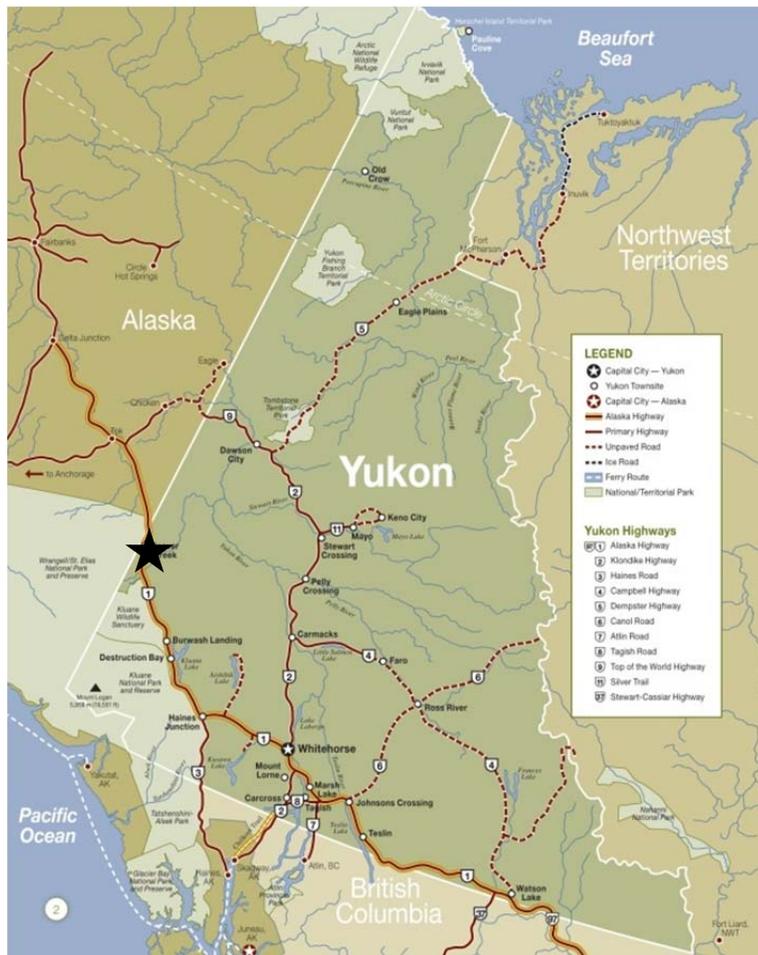


Figure 3. Localisation du site d'étude près de Beaver Creek, Yukon. Source: Ressources Naturelles Canada

Le segment de route à l'étude a été construit au milieu des années 1990 suite à un réalignement de la route dans une orientation NO/SE. Il est perpendiculaire au gradient de pente local et recoupe le réseau d'écoulement naturel (Figure 4). Le matériel de remblai de la route repose sur un horizon de matériel organique épais d'une quinzaine de centimètres, surmontant une couche de silt sableux de plusieurs mètres d'épaisseur et possédant une faible conductivité hydraulique. En réponse à la dégradation du pergélisol sous-jacent riche en glace, la route s'enfonce dans le sol (Figure 5) et le matériel de remblai (à forte conductivité hydraulique) intercepte maintenant le réseau de drainage naturel. L'écoulement est facilité par la présence de taliks (zones non-gelées dans le pergélisol) de chaque côté de la route dans le matériel de remblai et le sol naturel sous-jacent (Stephani *et al.* 2008). Ce tassement de la route nécessite des travaux d'entretien récurrents.

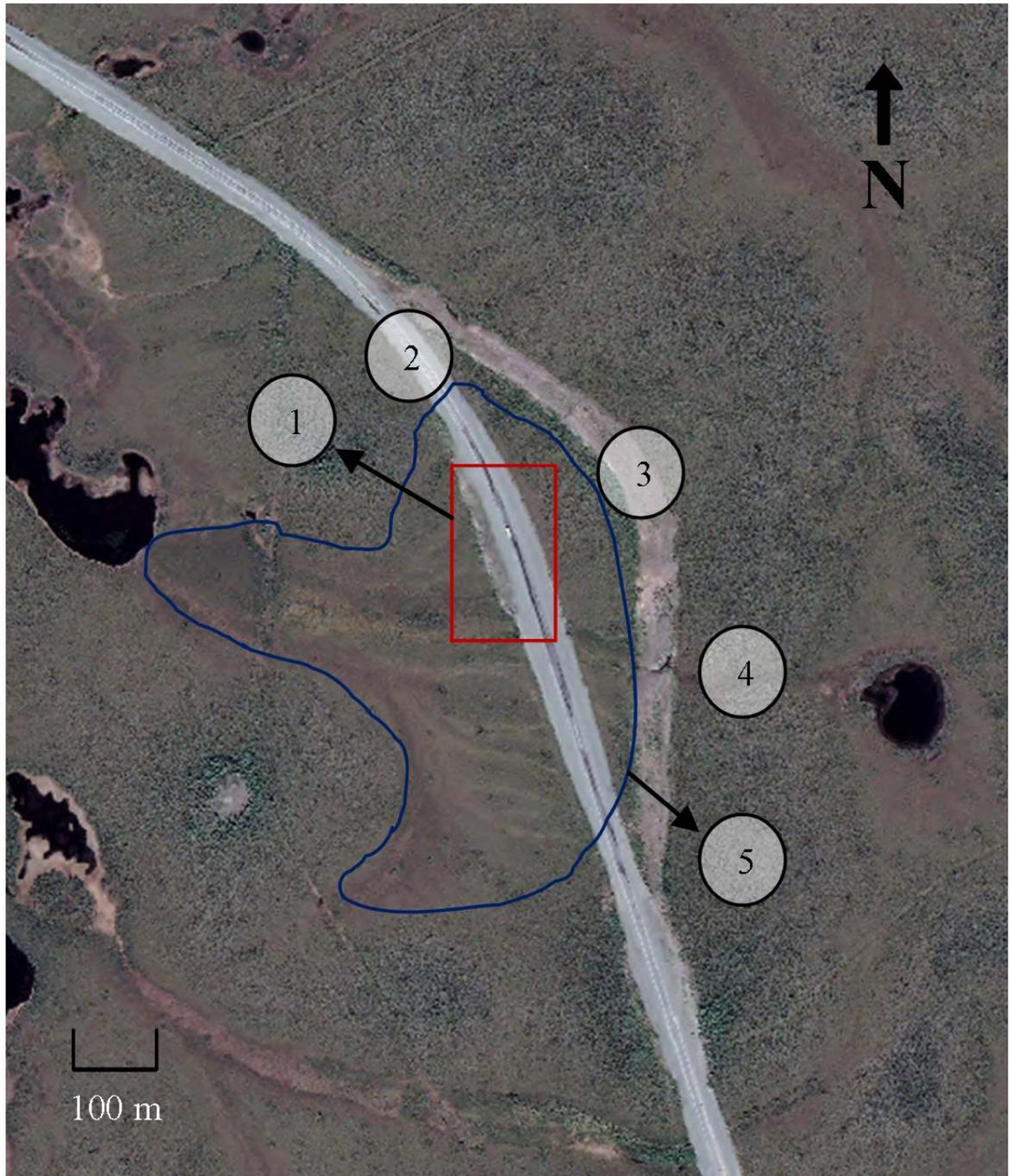


Figure 4. Image satellite *Quick Bird* du site d'étude (prise le 14 juin 2006). 1. Site de mesures 2. Nouvelle route 3. Ancienne route 4. Ruisseau 5. Réseau d'écoulement souterrain.



Figure 5. Dépressions au centre de la route au site d'étude en juin 2009 (A) et juin 2010 (B)

Ce site a été retenu car il est représentatif de la condition des routes se trouvant dans une zone de pergélisol discontinu riche en glace. Certains instruments ont déjà été installés sur le site pour d'autres travaux de recherche, facilitant l'accès à plusieurs données utiles. Par exemple, des câbles à thermistance ont été installés à plusieurs endroits dans la route à l'étude permettant d'obtenir des données de température à différentes profondeurs dans le sol. Des forages déjà effectués dans la route donnent des informations précieuses sur la stratigraphie présente sous le matériel de remblai. Finalement, deux stations météorologiques installées en 2008 permettent d'obtenir des données de température, de précipitation et de vent au site d'étude même.

3.2.2 Géologie

Le secteur de Beaver Creek se situe sur le plateau central du Yukon et fait parti de l'assemblage géologique de l'« Omineca belt », la zone la plus complexe et variée du Yukon. Elle est composée de roches métamorphiques, sédimentaires et de granites (Hart 2005). Les roches de la région sont relativement jeunes, datant de 350-20 Ma BP. La zone demeure tectoniquement active et s'élève de quelques millimètres par 1000 ans. Le secteur est bordé au Sud-ouest par les Monts St-Elias dont le point culminant se situe à 5500 m d'altitude. Cette chaîne s'élève de quelques mètres par 1000 ans (Fuller et Jackson 2005).

3.2.3 Glaciations

Une grande partie du Yukon n'était pas englacée lors de la dernière glaciation. Durant le Pléistocène (environ 2 Ma BP), la calotte glaciaire provenant des monts St-Elias s'est avancée jusqu'au centre du Yukon à six reprises. Les sols développés durant les périodes non-glaciaires ont été préservés localement entre les dépôts glaciaires (Fuller et Jackson 2005). La région de Beaver Creek a été englacée plusieurs fois durant le Cénozoïque. Les dépôts actuels que nous observons sont le résultat de deux glaciations datant du début et du milieu du Wisconsinien : Mirror Creek il y a 38 Ka BP et Macauley il y a 13,5 Ka BP (Rampton 1971). Les évidences de terrain démontrent que Beaver Creek a été à la limite glaciaire lors de ces glaciations (Scudder 1997).

La vitesse de déglaciation du Yukon a été très variable, selon les facteurs locaux (Heffner 2008). À Beaver Creek, les glaces ont été présentes de 30 Ka à 10 Ka BP (Ogden 2006; Dampier et al. 2008). Selon Heffner (2008), la région de Beaver Creek a traversé trois périodes climatiques post-glaciaires : un climat froid et sec de 13,5 Ka à 11 Ka BP (moyenne des températures en juillet entre 5 et 7°C), un réchauffement entre 11 Ka et 8 Ka BP, qui entraîna le retrait complet des glaces et finalement le climat actuel de 8 Ka BP jusqu'à aujourd'hui.

Les glaciers ont laissé plusieurs traces dans le paysage à l'Est de Beaver Creek. À certains endroits, ils ont détruit les sols et exposé la roche-mère (Hart 2005). Là où les dépôts de surface ont été étudiés, le till est plus ou moins 30 m d'épais sous des dépôts fluvioglaciaires (Rampton 1971). Les moraines sont présentes en grand nombre, supportant généralement des forêts d'épinettes noires. La plupart des dépressions à l'intérieur de ces moraines non-orientées sont remplies par le silt et la tourbe. Une partie de ce silt peu avoir été déposé par le vent mais provient majoritairement des versants via l'eau de ruissellement (slope wash) (Rampton 1971). Au site d'étude, les dépôts de surface sont constitués de tourbe mêlée avec des grains de tephra (cendre volcanique). Cette couche organique repose sur un dépôt fluviatile silteux épais de quelques mètres et qui surmonte quelques mètres de silt éolien.

3.2.4 Végétation et sol

La végétation du sud-ouest du Yukon est composée majoritairement de *Picea mariana* (épinette noire). L'épinette blanche (*Picea glauca*), le peuplier faux-tremble (*Populus tremuloides*) et le bouleau à papier (*Betula papyrifera*) sont présents là où le sol est bien drainé, généralement où le pergélisol est absent. Aux endroits les moins bien drainés, comme c'est le cas pour le site à l'étude, on retrouve des Sphaignes (*Sphagnus*), des mousses, de la linaigrette (*Eriophorum angustifolium*) et des épinettes rabougris (*krummholz*). Certains arbustes sont aussi présents, dont le thé du Labrador (*Ledum groenlandicum*) et le bleuet (*Vaccinium angustifolium*) (Rampton 1971; Wang et Geurts 1990). Le type de sol prédominant dans la région de Beaver Creek est un brunisol eutrique (faible pédogénèse avec un horizon Ah bien développé) (Scudder 1997).

3.2.5 Climat

Le climat du Yukon a été très dynamique et variable par le passé. Rampton (1971) a suivi l'évolution du climat à travers la succession végétale à l'intérieur d'un étang situé à quelques kilomètres au Nord du site d'étude qui n'a pas été englacé lors de la dernière période glaciaire. La végétation était dominée par la toundra arbustive de 31 Ka à 27 Ka BP, indice d'un climat froid. Les températures ont diminué de 27 Ka à 9,98 Ka BP tel qu'indiqué par la présence d'une végétation de mousses et de carex. Les températures ont ensuite augmenté à la fin de la période glaciaire (9,98 Ka à 5,7 Ka BP) et la végétation a évolué vers la toundra arbustive jusqu'à l'apparition de la forêt d'épinettes, avec une hausse marquée des précipitations. Bien que le climat soit resté plus ou moins stable depuis ce temps, Calkin (1988) a observé des évidences de refroidissement des températures imputables au petit âge glaciaire au 15^e et 16^e siècle. Depuis 1750, les températures d'été ont augmentés de façon générale. La température la plus froide a été mesurée au milieu du 19^e siècle (Rampton 1971).

Le climat actuel de la région de Beaver Creek est continental avec des étés chauds et courts et des hivers longs et froids. Les précipitations sont faibles (300 à 400 mm/an) à cause des monts St-Elias qui bloquent l'air maritime (Rampton 1971; Calkin 1988; Wang et Geurts 1990; Scudder 1997; Ogden 2006, Environnement Canada 2009). La moyenne annuelle des

températures de l'air est de $-5,5^{\circ}\text{C}$ et 8 mois de l'année ont une température moyenne inférieure au point de congélation. Les précipitations de neige débutent en septembre et la période de fonte des neiges commence en avril (Environnement Canada 2009). La moyenne des pressions atmosphériques de cette région est de 102 KPa en janvier et de 101,3 KPa en Juillet (Scudder 1997).

3.2.6 Pergélisol

Le pergélisol peut être épais de 300 m dans les plaines côtières non-englacées du Yukon: il est toutefois souvent absent sous les glaciers, les lacs et les rivières. Il est épais de 20 à 60 m à Dawson et de 16 m à Whitehorse (Burn 2004). La région de Beaver Creek se retrouve dans la zone de pergélisol discontinu (Rampton 1971; Scudder 1997). Selon Burn, plusieurs facteurs locaux influencent la présence du pergélisol de la région: le blocage de l'air maritime par les Monts St-Elias, l'inversion thermique hivernale des plateaux (effet topographique) et la présence ou absence d'arbres au sol.

Le pergélisol présent au site d'étude est très sensible aux changements climatiques. Comme les prédictions de hausse de la moyenne annuelle des températures se situent entre 2 et 4°C d'ici à 2050 pour cette région, une dégradation du pergélisol et tassement subséquent est à prévoir (Ogden 2006). Ce changement de dynamique du sol est particulièrement problématique pour les infrastructures linéaires (routes, aéroports, chemin de fer), qui causent occasionnellement une perturbation thermique du pergélisol (Quingbai et al. 2002).

Des campagnes de forage ont été réalisées au site d'étude en octobre 2007 et 2008. Vingt-deux trous ont été forés dans le matériel de remblai de la route et dans le sol naturel jusqu'à une profondeur de 10 mètres. Les analyses stratigraphiques des carottes recueillies ont révélé la présence d'un pergélisol très riche en glace. La stratigraphie typique du sol naturel comprend trois unités : tourbe riche en glace mélangé à de la cendre volcanique, silt et diamicton riche en glace (Figure 6). L'unité de silt a été divisée en trois-sous unités : la

première ainsi que la dernière riche en glace et la deuxième pauvre en glace (Stephani et al. 2010).

La route a été construite sur du matériel de remblai de six mètres d'épaisseur à son maximum (centre de la route). Sous la route, l'unité 1 a été remaniée et se compose d'un mélange de graviers (venant du remblai), de tourbe et de silt (Stephani et al. 2010).

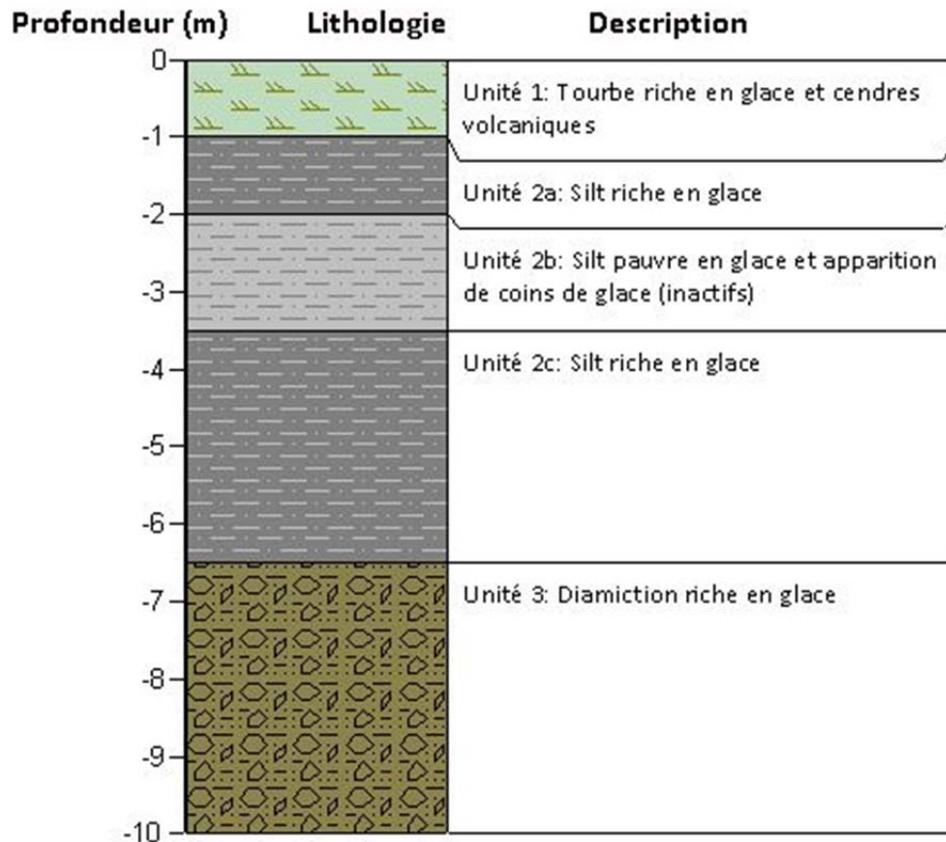


Figure 6. Profil stratigraphique typique du pergélisol au site d'étude jusqu'à dix mètres de profondeur

Chapitre 4. Méthodes

Très peu de recherches ont été faites sur l'aspect thermique de l'hydrogéologie du pergélisol et aucune méthodologie n'a encore été développée à notre connaissance sur le sujet dans cet environnement particulier. Nous avons donc développé une méthodologie nous permettant de tester plusieurs techniques différentes pour mesurer un même paramètre afin de s'assurer de la fiabilité des résultats.

4.1 Gradient hydraulique

Afin d'évaluer le gradient hydraulique et les chenaux d'écoulement préférentiels au site d'étude un réseau de 25 puits d'observation a été installé de part et d'autre de la route dans une zone de 10 000 m², là où l'interprétation des images satellites suggère la présence d'écoulement souterrain (Figure 4). La moitié des puits d'observation a été installée dans le sol naturel et l'autre moitié au pied de la route dans un mélange de matériel de remblai et de silt tourbeux. 11 puits d'observation ont été installés du côté nord-est de la route et 14 du côté sud-ouest (Figure 7). Les puits d'observations ont été installés en octobre 2008 à la base de la couche active, à une profondeur variant de 30 à 85 cm. Les puits d'observations (*Solinst*) utilisés pour l'étude ont une longueur variant entre 63 et 138 cm avec une circonférence de 8 cm. Les tubes furent perforés par des trous de 94 mm de diamètre espacés les-uns des autres par 5 cm en longueur et en hauteur. Les trous creusés pour l'installation des puits d'observations ont été remplis de sable grossier autour des puits d'observations afin de permettre l'écoulement latéral de l'eau.



Figure 7. Réseau de puits d'observation (bâtons sous les flèches) du côté amont (nord-est) de la route.

Six senseurs automatiques de pression et de température (*Onset hobo U20 water logger*) ont été installés à l'intérieur de six puits d'observation fait à la main (tubes ABS perforés d'un mètre de long avec un filtre interne de 5-15 μm) là où les chenaux d'écoulement préférentiel étaient probables. Ces senseurs ont été installés à 7 cm au-dessus du bas du puits d'observation et enregistrent les données de pression et de température de l'eau à chaque heure depuis octobre 2008 avec une précision de 0,05 KPa (5 mm) et de 0,4°C. Les données de pression ont été couplées à l'aide du logiciel *Hoboware ProTM* avec les variations atmosphériques de l'air calculées par un senseur de pression au niveau du sol afin d'obtenir une variation de pression imputable à la variation de la hauteur de la colonne d'eau uniquement. Afin de valider les données, des relevés manuels de température et de hauteur d'eau ont été effectués à dix reprises entre octobre 2008 et septembre 2010. Les données de niveau d'eau et de température ont été traitées à l'aide du logiciel *Excel*.

4.2 Topographie

La microtopographie locale a été caractérisée à l'aide d'un niveau optique, d'un laser optique, d'une boussole et d'un GPS différentiel. Les données d'élévation ont été obtenues à partir du niveau optique (*Zeiss Ni2 level*) avec une précision de 0,7 mm par 1000 m de distance. Les distances et les angles entre les puits d'observations ont été obtenus à l'aide d'une boussole (précision de 2 degrés) et d'un laser (*Bushnell Rangefinder 1500*) ayant une précision de 1 m. Trois transects connectant les puits d'observation de chaque côté de la route ont été relevés à l'aide du niveau optique, de la boussole et d'un ruban à mesurer. Un système différentiel de position global (DGPS) (*Trimble GPS Pathfinder Pro XRS* avec le collecteur de données TSC1) a été utilisé pour valider les positions en x et en y avec une précision de 50 cm. Le réseau de puits d'observations et les transects ont été géoréférencés à un point géodésique situé à 100 m de la zone d'étude et converti en coordonnées UTM.

Pour effectuer la conversion, les données obtenues à la boussole (α) ont été corrigées en additionnant la déclinaison magnétique de 22° Est aux données (*National Geophysical data Center*). Le laser a été utilisé pour obtenir la distance horizontale entre deux points. En utilisant le point géodésique comme point de référence, deux équations ont été utilisées afin d'obtenir les coordonnées en x et y de chaque puits d'observation:

$$\text{Coordonnée x (dx): } \text{Sin}\alpha * \text{distance} \quad [15]$$

$$\text{Coordonnée y (dy): } \text{Cos}\alpha * \text{distance} \quad [16]$$

La distance entre chaque point d'un transect obtenue par le ruban à mesurer représente l'hypoténuse d'un triangle virtuel. La distance horizontale véritable s'obtient à l'aide de l'équation suivante :

$$H = \sqrt{L^2 - E^2} \text{ (Équation 3)} \quad [17]$$

Où	H	Distance horizontale
	L	Longueur (mesurée par le galon)
	E	Élévation

Les données de positionnement des puits d'observation et des transects ont été importées dans un système d'information géographique (SIG) et dessinées sur une image satellite *Quickbird* du site d'étude. Ces données ont aussi été intégrées à un modèle numérique d'élévation (MNE) créé par Eva Stephani (2010, M. Sc. University of Alaska Fairbanks dirigée par D. Fortier)) à l'aide du logiciel *ArcGIS*. La figure 8 est une représentation schématique en coordonnées UTM (Zone 7V) du site d'étude avec la localisation des différents instruments de mesure et des 3 transects relevés.

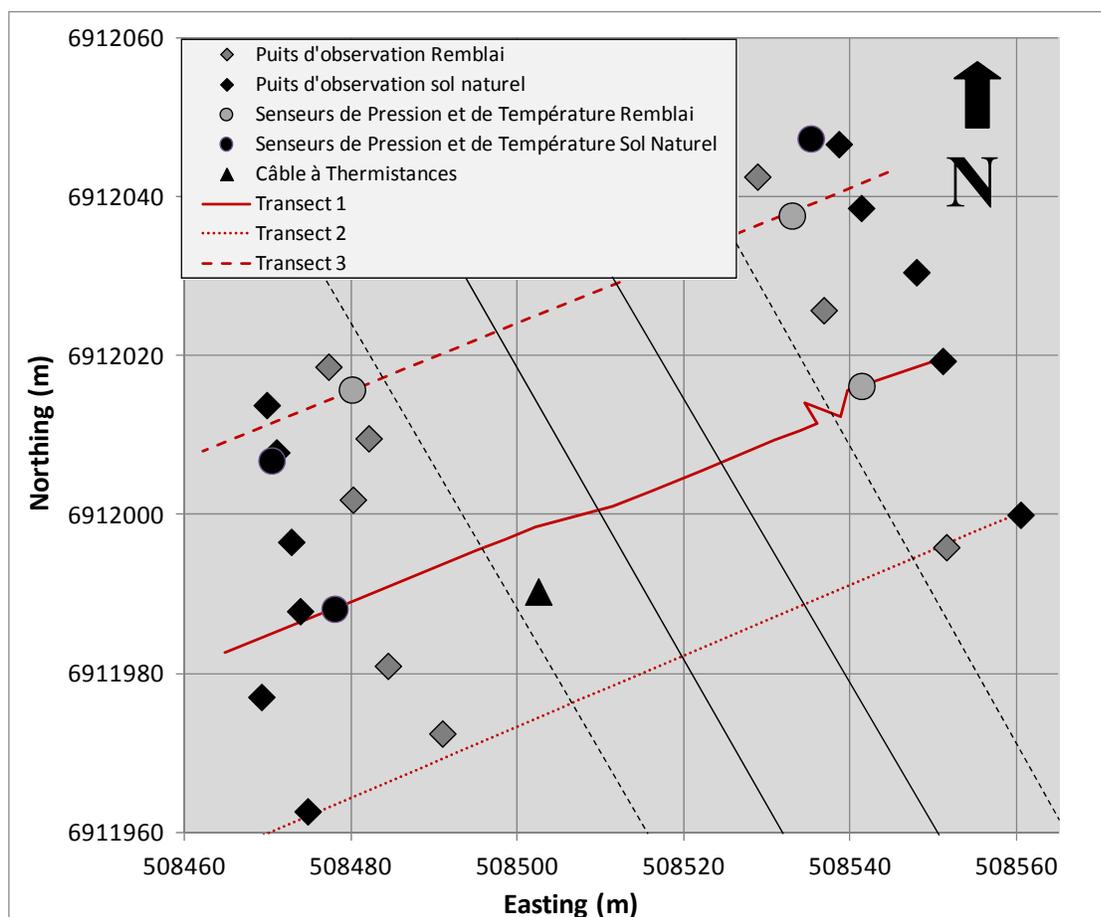


Figure 8. Représentation spatiale schématique du site à l'étude. La grille représente la localisation du site en coordonnées UTM de la zone 7V. Les losanges représentent les puits d'observations (noir : sol naturel et gris : matériel de remblai), les cercles représentent l'emplacement des senseurs automatiques de pression et de température (noir : sol naturel et gris : matériel de remblai) et le triangle représente l'emplacement du câble à thermistances. Les lignes rouges représentent l'emplacement des transects relevés et les lignes noires pleines représentent l'emplacement de la route (les lignes pointillées représentent la limite du matériel de remblai).

4.3 Élévation de la nappe phréatique et estimation des chenaux d'écoulement préférentiels

Afin d'estimer les chenaux préférentiels d'écoulement du site à l'étude, les données d'élévation mesurées par le niveau optique ont été combinées à la hauteur de la nappe phréatique mesurée dans les puits d'observation. L'équation suivante a été utilisée pour déterminer l'élévation de la nappe phréatique à l'intérieur de chaque puits d'observation (données automatiques et manuelles) :

$$E_{wt} = E_G - (P_d - W) \quad [18]$$

Où	E_{wt}	Élévation de la nappe phréatique
	E_G	Élévation du sol
	P_d	Profondeur du puits d'observation dans le sol
	W	Niveau d'eau mesuré dans le puits d'observation

Les données de hauteur d'eau dans les puits d'observations ont été importées dans le logiciel *SIGIS* afin de créer une interpolation 3D de l'élévation de la nappe phréatique à différents moments de l'année et de déterminer les chenaux d'écoulement préférentiels. L'interpolation a été faite selon la méthode des plus proches voisins élevés à une puissance avec un nombre de 10 voisins et un exposant de trois. La taille des pixels a été déterminée à 2 m x 2m afin d'avoir la résolution la plus fine possible tout en évitant les artéfacts de l'interpolation.

4.4 Propriétés géotechniques du sol

4.4.1 Stratigraphie

Des échantillons stratigraphiques ont été recueillis en 2009 et 2010 dans le sol naturel à l'aide d'une tarière à côté de chacun des puits d'observation (25) et le long de trois

transects perpendiculaires à la route (6). Ils ont été prélevés de la surface du sol jusqu'à la base de la couche active (≈ 1 m de profondeur). Les carottes ont été photographiées, mesurées et chaque couche de matériel a été décrite. Chaque unité stratigraphique présente au site d'étude a été déterminée par une analyse détaillée des sédiments. Deux échantillons de chaque unité stratigraphique (i.e. matériel de remblai, matériel de remblai silteux, tourbe et silt sableux) ont été recueillis pour des analyses en laboratoire (granulométrie, conductivité hydraulique, conductivité thermique et contenu en eau volumétrique). Les données de forage sous la route au site d'étude ainsi que l'analyse cryostratigraphique des carottes de sol effectuée par Stephani et al. (2008) ont été utilisés pour délimiter les différents types de matériaux sous la route.

4.4.2 Granulométrie

Des analyses de granulométrie (tamisage et hydrométrie) ont été effectuées pour les sols minéraux en suivant une modification de la méthode désignée D-422 (ASTM 2007) sur 8 échantillons représentant les différentes couches minérales de la couche active : 2 échantillons de matériel de remblais du côté nord de la route, 2 échantillons de matériel de remblais du côté sud, 3 échantillons de matériel silteux et 1 échantillon de matériel sableux grossier. Deux colonnes de tamis ont été utilisées avec les tamis de grosseur suivante : 19 mm, 12,7 mm, 9,5 mm, 6,3 mm, 4 mm, 3,35 mm, 2,8 mm, 1,7 mm, 1,18 mm, 1 mm, 0,71 mm, 0,6 mm, 0,5 mm, 0,425 mm et 0,3 mm. Pour chaque test un échantillon de 200g de matériel a été prélevé à l'aide d'un séparateur. Le matériel a été écrasé à l'aide d'un mortier pour éliminer les agrégats et déposé sur une colonne de tamis nettoyés et pesés au préalable. Chaque colonne a été tamisée dans un brasseur automatique pendant 35 minutes. Les tamis ont été pesés de nouveau afin d'obtenir le poids des particules bloquées par les différents tamis. Six échantillons possédaient un pourcentage de fines assez élevé (10% ou plus de l'échantillon avec une grosseur de grains inférieure à 300 μm) et ont été soumis au test d'hydrométrie. Le modèle de l'hydromètre utilisé était le 151H. Les lectures ont été faites à 15 secondes, 30 secondes, 2 minutes, 5 minutes, 15 minutes, 30 minutes, 1 heure, 4 heures et 24 heures. Les résultats ont été analysés à l'aide du logiciel *Gradistat* qui permet de construire des courbes granulométriques et de dégager les statistiques de la composition des sols.

4.4.3 Conductivité hydraulique

Les mesures de conductivité hydraulique ont été effectuées par un infiltromètre de tension (*Decagon mini disk infiltrometer*). L'appareil possède un diamètre de 3,1 cm et une longueur de 32,7 cm. Les tests ont été effectués sur le terrain et en laboratoire entre juin et août 2009. Deux mesures de terrain ont été prises pour chaque couche stratigraphique pour chaque côté de la route, pour un total de 16 mesures. Des échantillons de chaque couche ont été prélevés pour répéter les tests en laboratoire. Trois tests d'infiltromètre ont été effectués en laboratoire pour chaque couche stratigraphique, pour un total de 12 tests. La conductivité hydraulique a été calculée à partir de ces tests en se basant sur les équations de Van Genuchten (1980). Les données ont été prélevées et traitées selon le protocole expérimental développé par Michel Sliger (2009).

4.4.4 Conductivité thermique

La conductivité thermique a été calculée à partir d'une sonde thermique (*Hukseflux TP08*) branchée sur un enregistreur automatique de données (Campbell CR1000). Les mesures ont été effectuées sur le terrain sur sept échantillons (tourbe peu décomposée (deux fois), tourbe décomposée (deux fois), silt (une fois), matériel de remblai (une fois) et matériel de remblais mélangé au silt (une fois)). L'enregistreur automatique de données a été programmé pour recueillir les valeurs de conductivité thermique à chaque 0,5 seconde pour une durée de 200 secondes. Les données ont par la suite été visualisées dans le logiciel *Excel*. Les conductivités thermiques gelées ont été dérivés des mesures de terrain à partir de la méthode de Johansen (1975).

4.4.5 Contenu en eau volumétrique

Le contenu en eau volumétrique de chaque échantillon a été établi *in situ* à l'aide d'une sonde de résistivité électrique (*Decagon EC-TM*, précision de 3%) branchée sur l'enregistreur automatique de données CR1000. Les tests ont été effectués aux mêmes endroits que la sonde thermique (tourbe peu décomposée (deux fois), tourbe décomposée (deux fois), silt (une fois), matériel de remblai (une fois) et matériel de remblais mélangé au

silt (une fois)). Cinq mesures ont été effectuées sur chaque échantillon dans un intervalle d'une minute. Les résultats (contenu en eau volumétrique du sol et température) ont été visualisés dans le logiciel *Excel*.

4.5 Températures et données climatiques

Les températures sous la route ont été mesurées à l'aide de 14 câbles à thermistances (produits par la firme d'ingénieur EBA Ltd.) installés en 2008 dans le côté sud-ouest de la route. Les données ont été enregistrées à intervalle de 4 heures entre octobre 2008 et décembre 2010 par un enregistreur automatique (Campbell Scientific CR1000) à 16 profondeurs différentes (0,1 m, 1,5 m, 1,8 m, 2,1 m, 2,5 m, 3 m, 3,5 m, 4,5 m, 6 m, 7,5 m, 9 m, 11 m, 13 m, 16 m). Les thermistances ont été installées dans un tuyau rempli d'huile de silicone afin d'empêcher la convection de l'air ainsi que pour éviter l'impact du matériel de remplissage sur la conductivité thermique. Les opérations de forage pour l'installation de thermistances ont été exécutées à l'aide d'une plate-forme hydraulique équipée d'une tige pour creuser dans le matériel de remblai. Un carottier de type CREEL a été utilisé pour forer le sol naturel sous-jacent jusqu'à 16 m de profondeur. Les températures ont été mesurées avec une précision de 0,1°C entre -10°C et 10°C et une précision de 0,2°C pour le reste des températures mesurées (-50°C à +30°C).

Les températures de l'eau à l'intérieur de six puits d'observation ont été mesurées de façon automatique par les senseurs automatique de pression et de température (*Onset hobo U20 water logger*) à la fréquence d'une donnée par heure entre juin 2008 et octobre 2010. Les températures ont aussi été relevées de façon manuelle à l'intérieur de tous les puits d'observation par un thermomètre (*Omega HH41*) à dix reprises entre juin et août 2009 et 2010 avec une précision de 0,015°C.

Les données de température de l'air au site d'étude ont été obtenues à partir de deux stations météorologiques présentes sur le site. Ces données ont été validées par les données de température de l'air enregistrées par un senseur automatique de pression et de température installé au niveau du sol. Les données climatiques d'humidité relative, de précipitations et de vitesse des vents ont été obtenues à partir de la station météorologique

d'Environnement Canada située au village de Beaver Creek (5km à l'Ouest du site d'étude).

4.6 Profondeur de la couche active

La profondeur de la couche active dans le sol naturel a été mesurée manuellement à l'aide d'une tarière à côté des puits d'observations en octobre 2008, juin et août 2009 et juin et septembre 2010. La profondeur de la couche active sous la route a été interpolée à partir des données de température des câbles à thermistances se trouvant dans la berme sud-ouest de la route et à partir de l'interprétation des forages effectués sous la route.

4.7 Modèles

Trois modèles 2D d'écoulement souterrain et de transfert de chaleur (conduction et convection) ont été créés à l'aide des applications SeepW et TempW du logiciel commercial GEOSTUDIO pour un transect de 100 m perpendiculaire à la route. Les données de topographie ont été utilisées afin de tracer une version simplifiée de la géométrie du transect. La majorité des données mesurées sur le terrain et en laboratoire ainsi que certaines valeurs manquantes tirées de la littérature ont été utilisées pour créer ces modèles (Tableau 4).

Un premier modèle d'écoulement souterrain permettant de déterminer le débit de l'eau s'écoulant à l'interface entre le pergélisol et la base de la couche active a été créé avec l'application SEEP/W. Un deuxième modèle a été développé avec l'application TEMP/W pour modéliser le transfert de chaleur par conduction entre la surface du sol et le pergélisol sous-jacent. Finalement un troisième modèle couplant les deux premiers a été créé afin de modéliser dans une même simulation les transferts de chaleur par conduction (changement des températures de l'air) et par convection (écoulement souterrain). Les modèles ont été construits avec un maillage d'une dimension de 0,5 mètre au centre de la géométrie et de 0,3 m aux interfaces. Chacun des modèles a été exécuté pour une durée d'un an, du premier octobre 2008 jusqu'au 30 septembre 2009. L'annexe A décrit en détail toutes les étapes de construction des différents modèles.

Tableau 4. Liste des différents paramètres utilisés pour les modèles selon leur provenance (terrain, laboratoire ou littérature)

Source	Paramètres	
Terrain	Microtopographie (longueur, élévation)	
	Stratigraphie	
	Élévation de la nappe phréatique amont	
	Élévation de la nappe phréatique aval	
	Profondeur de la couche active	
	Données climatiques	
	Conductivité hydraulique saturée (sols non-gelés)	
	Contenu en eau volumétrique à saturation (sols non-gelés)	
	Contenu en eau volumétrique <i>in situ</i> (sols non-gelés)	
	Conductivité thermique (sols gelés et non-gelés)	
	Capacité thermique volumétrique (sols gelés et non-gelés)	
Laboratoire	Paramètres de Van Genuchten	α
		n
		Porosité
		$m (= 1-1/n)$
	Diamètre pour lequel 10% des particules du sol passe au travers du tamis (D10)	
Diamètre pour lequel 60% des particules du sol passe au travers du tamis (D60)		
Littérature	Contenu en eau volumétrique non-gelé à saturation (sols gelés)	
	Conductivité hydraulique saturée (sols gelés)	
	Contenu en eau volumétrique non-gelée résiduel (sols gelés et non-gelés)	
	Limite de liquidité	

Les données des différents modèles thermiques (modèle conductif et modèle couplé) ont été comparées aux données mesurées par les câbles à thermistances au cours de la même période afin de valider les modèles.

4.8 Tassement du sol

Les dépressions visibles au centre de la route ont été mesurées en largeur et en profondeur à trois reprises au cours de l'été 2009 et à deux reprises au cours de l'été 2010 à l'aide d'un ruban à mesurer.

Chapitre 5. Articles

5.1 Article 1

Titre: *Impact of groundwater flow on permafrost degradation: implications for transportation infrastructures*

Auteurs: Isabelle de Grandpré, Daniel Fortier et Eva Stephani

L'Article suivant est paru dans le compte-rendu de conférence de la 9^e conférence canadienne sur le pergélisol qui a eu lieu à Calgary en octobre 2010. Ce compte-rendu a été distribué lors de la conférence. Il est disponible en ligne dans une base de données de l'*Arctic Institute of North America's publications server*. Je suis le premier et principal auteur de l'article. Daniel Fortier a agi comme réviseur et correcteur tandis qu'Eva Stephani a contribué à l'article en me permettant d'utiliser ses données de forage.

Impact of groundwater flow on permafrost degradation: implications for transportation infrastructures



I. de Grandpré,^{*1,2} D. Fortier^{1,2,3} and E. Stephani^{2,3,4}

* Corresponding author

¹ Département de Géographie, Université de Montréal, Québec, Canada

² Centre d'études nordiques, Université Laval, Québec, Canada

³ Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks, USA

⁴ Department of Civil and Environmental Engineering, University of Alaska Fairbanks, USA

Abstract

The Alaska Highway is the main terrestrial link between Alaska and the contiguous USA. Since its rehabilitation in the past decades the road has subsided in response to the degradation of the underlying ice-rich permafrost. At the study site near Beaver Creek (Yukon) the embankment material now intersects the natural groundwater table. It is suggested that water flow under the road proceeds along preferential flow paths essentially located within thawed embankment material. Measurements of water temperature indicate that the water is progressively losing heat as it flows under the road. We propose that this energy transfer to the surrounding ground contributes to the degradation of the underlying permafrost through various processes of convective and conductive heat transfer.

Résumé

L'*Alaska Highway* est le lien principal qui relie l'Alaska au reste des États-Unis. Suite à sa réhabilitation au cours des dernières décennies la route s'est enfoncée en réponse à la dégradation du pergélisol riche en glace sous-jacent. Au site d'étude près de Beaver Creek (Yukon) le matériel de remblai intercepte maintenant le réseau d'écoulement naturel. L'écoulement sous la route s'effectue probablement le long de chenaux d'écoulement préférentiels situés dans le matériel de remblai dégelé. Les mesures de température de l'eau indiquent qu'elle perd de la chaleur lorsqu'elle s'écoule sous la route. Nous proposons que ce transfert de chaleur entre l'eau et le sol encaissant contribue à la dégradation du pergélisol sous-jacent via divers processus de transfert de chaleur conductif et convectif.

5.1.1 Introduction

In the present global warming trend temperatures are expected to increase twice as fast in high latitude (i.e. Arctic) than in mid latitude regions (Overpeck et al. 1997; IPCC 2007; Wedler and Shulski 2009). Permafrost warming is a reality in several northern areas and has been affecting the north-western portion of North America for a few decades now (Zhang et al. 2008). This warming alters the thermal state of the permafrost and promotes permafrost degradation. This degradation can also occur as the result of other natural processes such as thermo-erosion, thicker snow cover or changes in vegetation (Serreze et al. 2000; Hinzman et al. 2005; Smith et al. 2005; Jin et al. 2006; Fortier et al. 2007; Zhang et al. 2008).

When the ground is ice-rich, thawing of permafrost usually induces thaw-settlement, ground subsidence, surface disturbance and changes in drainage conditions. Transportation infrastructures built on permafrost are particularly sensitive to permafrost stability (Allard et al. 2007). Melting of ground ice and consolidation of thawed soil promote road embankment subsidence and the development of cracks, potholes and depressions in the road pavement (Figure 9) (Quingbai et al. 2002).

A natural permafrost warming trend can be exacerbated by construction operations (e.g. soil compaction, destruction of the vegetation cover) (Quingbai et al. 2002), embankment geometry and snow maintenance operations (snow accumulation on side slope) or changes in material properties (e.g. pavement albedo vs natural ground) (Kondratiev 2008). Linear transportation infrastructure embankments built on permafrost often intersect the natural drainage network. Usually culverts are inserted in embankments to drain the main streams intersected by the infrastructure and bridges are built for river crossing. Groundwater flow paths however are rarely taken into account in the design of embankments and the impact of groundwater flow on permafrost degradation is still poorly known (Woo et al. 2008).



Figure 9. Depressions in the road (black arrows) at the study site are outlined by water accumulation during a rain event. The road is 15 m wide.

We report in this paper observations of groundwater flow and signs of road subsidence under a segment of the Alaska Highway. Because the active layer at the time of observation (June: 2.5 m deep) was still located in the embankment (4 to 6 m thick) and therefore not deep enough to cause permafrost thawing under the road, we propose that ground ice melting and observed road subsidence were related to heat transfers by groundwater flowing under the road. We designed a methodology to measure groundwater flow and water temperature using a network of piezometers and pressure-temperature sensors.

The objectives of the research project are: 1) to estimate the potential groundwater flowpaths under a road embankment; 2) to measure water temperature as it flows under the road embankment.

5.1.2 Study site

The site is located in the zone of widespread discontinuous permafrost along a segment of the Alaska Highway near Beaver Creek, Yukon (Figure 10A: 62°20' N, 140°50' W) (Rampton 1971; Scudder 1997). The Beaver Creek area is characterized by a cold

continental climate with short, warm, dry summers and long, cold winters (Rampton 1971; Scudder 1997; Ogden 2006). The mean annual air temperature is -5.5°C and four months of the year have a mean air temperature above 0°C . The mean annual precipitation is 416.3 mm. Snow precipitations begin in September and the snowmelt period usually begins in April (Environment Canada, 2009). The vegetation is muskeg taiga with stunted spruce, shrubs, tussocks and mosses (Scudder 1997). Surficial deposits at the study site comprise a layer of poorly-decomposed organic matter and wood fragments overlying well-decomposed cryoturbated peat mixed with silt and tephra grains. This organic unit rests on several meters of coarse silt. At the location of the study site the embankment is sub-perpendicular to the local slope and thus intersects the natural drainage network (Figure 10B).

Since its construction the road has subsided in response to the degradation of the underlying ice-rich permafrost and currently requires recurrent maintenance and fill operations (Remchein et al. 2009). Excavations done in April 2008 to remove a berm on the side of the road revealed the presence of saturated taliks (unfrozen zone within the permafrost) in and under the road embankment (Stephani et al. 2008). These taliks are located in coarse embankment material and in the underlying fine-grained natural ground (decomposed organic matter mixed with alluvial sandy silt).

5.1.3 Methodology

5.1.3.1 Groundwater flow measurement

A network of 25 piezometers was installed at the study site, 11 on the eastern side of the road (Figure 11) and 14 on the western side. On each side of the embankment, two rows of piezometers were installed, one in the undisturbed natural ground and one at the toe of the embankment where the ground comprises a mixture of embankment material and a small and variable amount of reworked peat and silt. Six pore water pressure transducers (Onset Hobo U20 water logger) equipped with temperature sensor and datalogger were installed in six piezometers at the potential location of preferential flowpaths where seepage and outflow were observed on each side of the road.

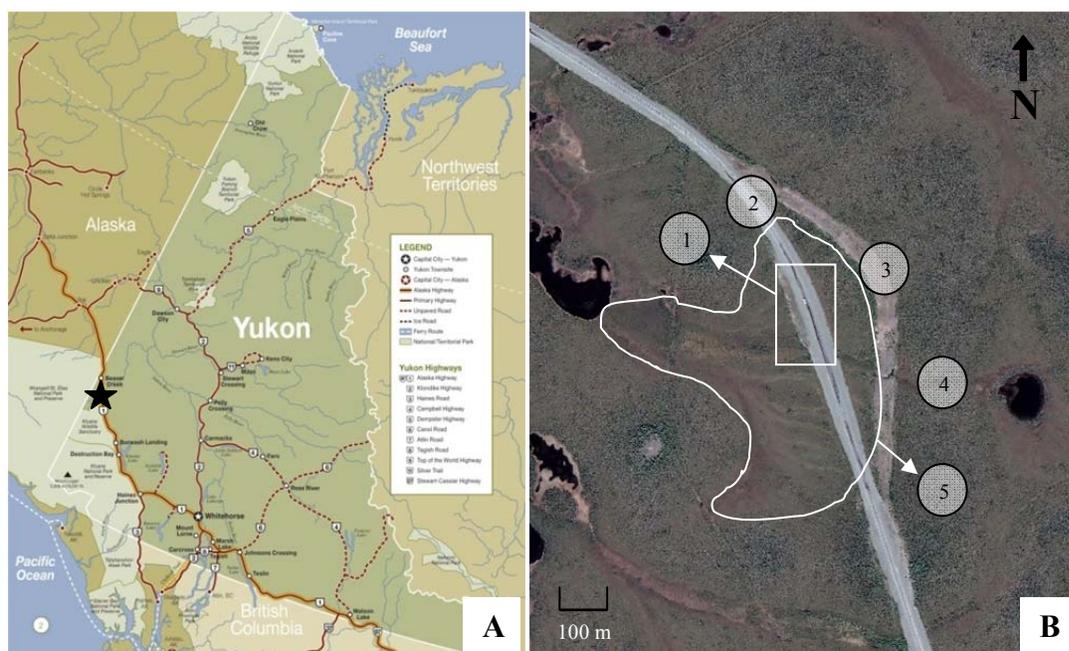


Figure 10. Localization of the study site (62°20' N, 140°50' W) A. Map of Yukon Territory, Canada (www.gov.yk.ca) B. Satellite image (QuickBird) of the study site took on June 14, 2006.1. Inset: groundwater measurements location (piezometers and pressure sensors) 2. Alaska Highway 3. Former Alaska Highway alignment 4. Stream 5. The line shows an area with a vegetation pattern (lighter grey) aligned with the direction of groundwater flow.

The piezometers were installed in 2008 in holes made with a portable core drill. The holes extend down to the bottom of the active layer (top of permafrost). Hydrostatic pressure at the bottom of the piezometers and water temperature were measured and recorded every hour by automatic loggers. The accuracy of measured water levels is about 2.1 mm (0.02 KPa). Hydrostatic pressure data from piezometers were corrected for variations in atmospheric pressure measured on site using the Hoboware ProTM software. After corrections, hydrostatic pressure data were converted to water level data (cm of water in piezometer).

Additional water level and temperature measurements were obtained manually in the field in October 2008 and five times between June and August 2009. These data are used to validate automated measurements and to obtain a snapshot of groundwater flow paths at the time of measurement.



Figure 11. Groundwater observation wells network (wooden stakes under arrows) on eastern side of the road. The white horizontal and vertical pipes in the background are mitigation measures to control permafrost degradation (see Fortier et al. for details in these proceedings)

5.1.3.2 Microtopography and piezometer location

The local microtopography was characterized using a combination of optical level, laser level and compass. Surface elevation at piezometer location was obtained by optical reading (Zeiss Ni2 level) with a setting accuracy of 5 mm and a leveling accuracy of 0.7 mm per 1000 m. A laser leveling (Bushnell Rangefinder 1500) with a precision of about 1 m was used to obtain the horizontal distance between piezometers. Slope and azimuth between piezometers were obtained by compass (two degrees of resolution). Compass readings (α) were corrected with a magnetic declination of 22°E (National Geophysical Data Center). Three transects connecting the piezometers across the road were surveyed using optical level, compass and measuring tape. Transects and piezometers were georeferenced to a geodesic point located at about 100 m from the study site.

We used Differential Global Positioning System (DGPS) (Trimble GPS Pathfinder Pro XRS with a TSC1 data collector) to validate data position in x and y with a precision of about 50 cm.

Piezometer and transect positions were imported into a Geographic Information System (GIS) and laid over a georeferenced Quickbird satellite image of the study site. Elevation data collected by optical level were used together with water level in piezometer to estimate the preferential flow paths at the study site.

5.1.3.3 Stratigraphy

We used a portable corer to collect soil sample from the surface to the base of the active layer beside each piezometer and along three transects. The stratigraphy at the study site has been determined by the detailed description of assemblages of cryostructures, sediments, and organic matter (cryofacies) within cores retrieved in the natural ground adjacent to the road and under the road berm (Stephani et al. 2008).

5.1.3.4 Temperatures of the road embankment and natural ground

Temperatures were measured with thermistor cables installed in 2008 in the western side slope of the road in embankment material (about 4 m thick) and in the underlying natural ground (about 4 m to 16 m under the surface). Two cables installed at the centerline of the road are located at about 180 m east and 100 m west of the piezometer network location. Temperatures are recorded at various depths (0,1 m, 1.5 m, 1.8 m, 2.1 m, 2.5 m, 3 m, 3.5 m, 3.9 m, 4.3 m, 4.5 m, 6 m, 7.5 m, 9 m, 11 m,13 m, 16 m) every four hours since October 2008.

5.1.4 Results

5.1.4.1 Microtopography

The site where groundwater flow was measured covers an area of about 100 m². The eastern side of the road is about 2.5 m higher than the western side. The slope gradient is about 2.5% and is aligned perpendicular to the road. The road was built on about 4 to 6 m of embankment material (sand and gravel with a fraction of silt) laid over the natural ground. Figure 12 shows the emplacement of piezometers and automatic water level/temperature loggers (PWPT). Three transects were used to represent the elevation

profile of the road and the natural ground and to evaluate potential flow paths under the embankment.

5.1.4.2 Local stratigraphy

The typical stratigraphy of the active layer at the study site comprises a layer of peat at the surface (between 30 and 45 cm thick) covering cryoturbated peaty silt with tephra (volcanic ash layers).

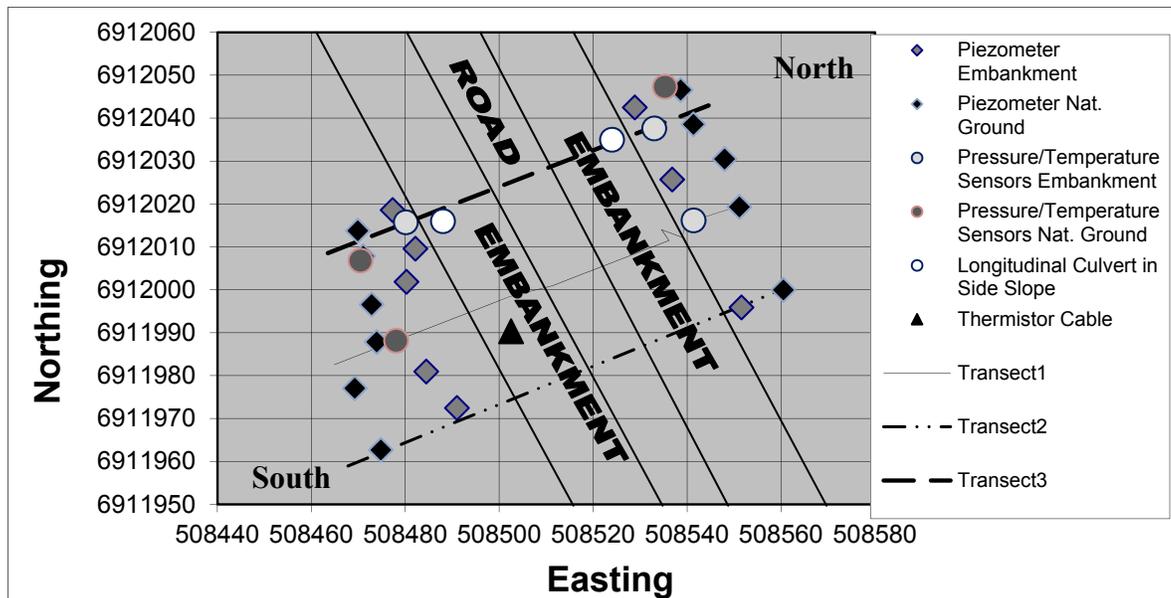


Figure 12. Research design. The piezometers are located on each side of the road at the toe of the embankment (grey diamond) and in the adjacent natural ground (black diamond). Automated pressure and temperature sensors installed in piezometers are located at the toe of the embankment (light grey circles) and in the natural ground (dark gray circles). White circles show the location of longitudinal culvert in the side slope. Three transects were used to evaluate potential flow paths under the road. One thermistors cables is installed in the side slope of the embankment and two others are installed under the centre line of the road at about one hundred meters on each side of the piezometers network (not shown on figure).

Drilling operations indicate that the embankment at the centerline of the road is about 6 m thick. On the road side slopes the embankment is about 4 m thick and the material is plastic down to about 3 m into the natural ground. It is not known if the material was in a cryotic state (below 0°C but plastic due to its high unfrozen water content) or actually thawed. The grab samples collected from this layer (no core) indicate that the material was probably composed of thawed embankment material that has partially sunk, and thawed saturated peaty silt. This mixture of embankment material and natural ground is presumably similar to the material at the toe of the embankment where berms were removed in 2008. Below

the 3 m thick unfrozen zone (or in a cryotic state) there is a layer of ice rich peaty silt down to about 6.5 m under the natural ground surface. This layer correspond to unit 2 describes in Stephani et al. (2008). An ice-rich diamicton (unit 3) is observed from about 6.5 m deep (extent depth unknown).

Figure 13 shows a schematic cross-section of the road and underlying natural ground at the study site. As a result of permafrost degradation, the road embankment has subsided in the thawed natural ground (peat and silt) and the embankment material is now located under the natural ground surface and therefore intersects the water table and groundwater flow paths.

5.1.4.3 Permafrost table

In the natural ground the permafrost table is located at a depth of about 50 cm and at about 80cm in the reworked ground (mixture of embankment material and natural ground) at the toe of the embankment. According to thermistor cables data (installed in the side slope) and coring data, the permafrost table is located at about 6 m under the slope. There are no thermal or coring data available for the northern side of the road but the permafrost table is presumably located at the same depth (or a little higher due to exposition). Figure 13 shows a linear interpolation of the permafrost table under the road assuming symmetry between the side slopes.

5.1.4.4 Water table elevation

The water table is following the topography and is about 2.5 m higher on the eastern side of the road than on the western side. When thawed, the natural ground was generally saturated except in the highest piezometers located on the eastern side of the road (piezometers 4 to 8). The linear interpolation of water table elevations under the road (Figure 13) shows that the embankment material is intercepting the water table under the central line of the road and that the water is flowing from the eastern side of the road to the western side according to the local hydraulic gradient. Observations of water infiltration in longitudinal culverts

located in the side slopes on both side of the embankment confirmed groundwater flow under the road.

5.1.4.5 Road and ground temperature

Figure 14 shows temperature data recorded by pore water pressure and temperature sensors from June to October 2009 on both side of the road and under the road side slopes along a transect. Water temperatures on the eastern side of the road are higher than on the western side by 2 to 4°C.

Temperature data from thermistor cables between 0.1 m and 3.5 m show very concordant trends (Figure 15 A, B). Temperatures profiles at depths of 3.9 and 4.5 m are similar and stay in isothermal condition very close to 0°C from June 2009 to January 2010. Temperature profile at depth of 4.3 m has less amplitude and stays in isothermal condition around 0°C for four months longer. Temperatures at a depth of 6m and lower remained under 0°C all year (15D). Note that temperatures in the depth interval 6 to 16 m are decreasing with depth.

5.1.4.6 Road subsidence

During the summer 2008 and 2009, measurements of depressions on the road surface indicate that road subsidence was in the order of 30 cm each summer.

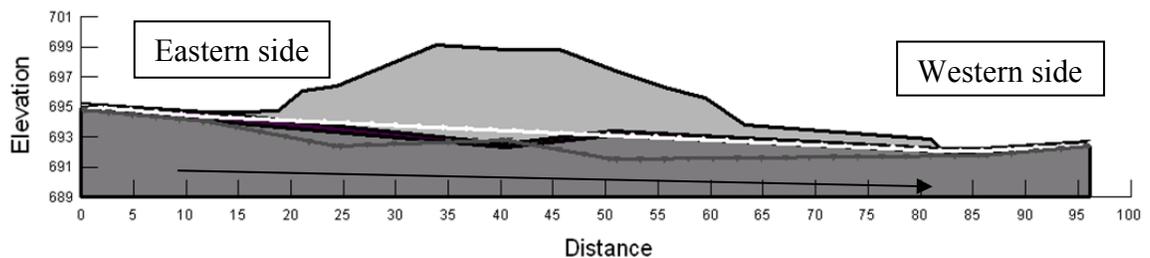


Figure 13. Cross-sectional transect of the road embankment and the underlying natural ground. Light grey: embankment material, black: peat, dark grey: silt. The upper dotted line represents an interpolation of water table and the lower one is an interpolation of the permafrost table. The arrow shows the general direction of groundwater flow.

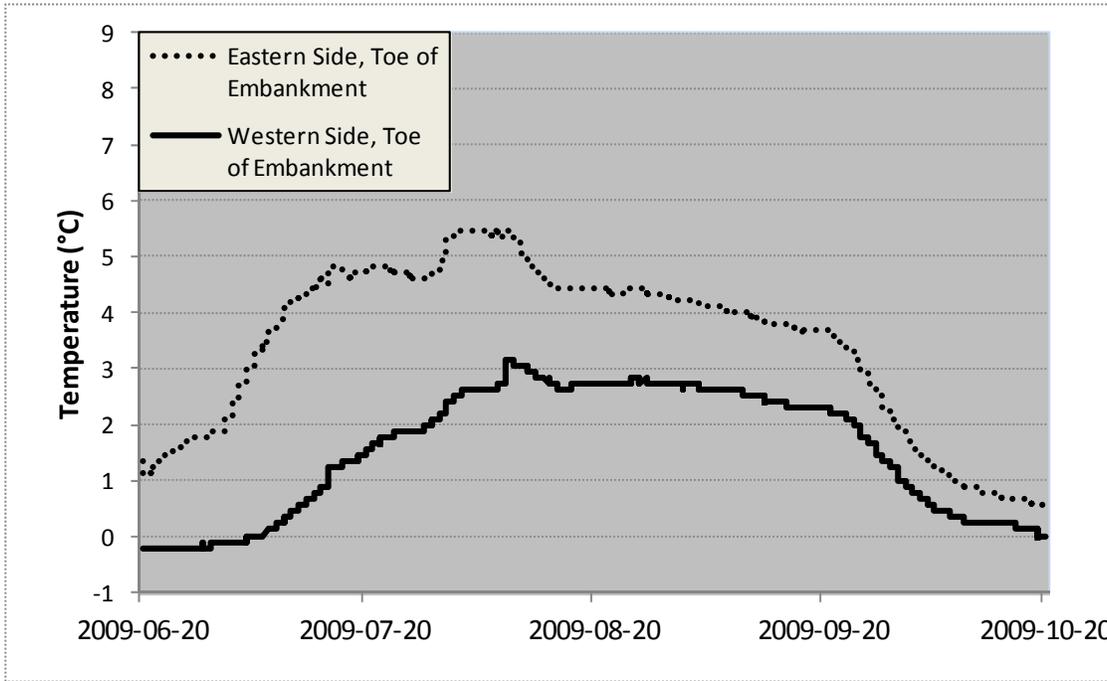


Figure 14. Water temperature profiles along transect 3 between June and August 2009. Note the difference of water temperature between the eastern and the western sides of the road, indicating that water is transferring heat to the surrounding ground as it flows under the embankment.

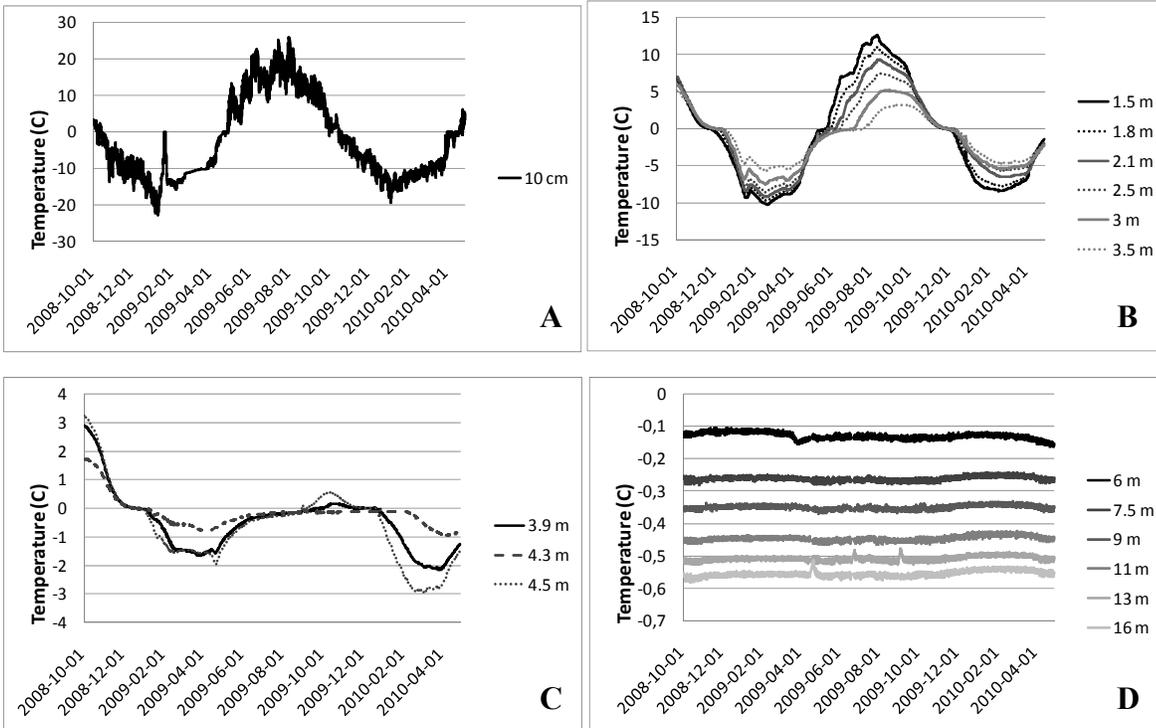


Figure 15. Temperatures recorded by thermistor cables at various depths between October 2008 and April 2010. A: Depth of 0.1m. B: Embankment (1.5 to 3.5 m). C: Interface embankment-natural ground (3.9 to 4.5 m). D: natural ground (6 to 16 m).

5.1.5 Discussion

Road construction and maintenance operations may induce heat flow to the underlying ground (e.g. soil compaction, snow accumulation on side slope, pavement albedo or thin berms) and can have an important thermal impact on permafrost. In ice-rich permafrost, heat flow will initiate and promote melting of ground ice, thaw settlement and road subsidence. As the road subsides over the years, the embankment material will eventually intercept the water table and groundwater flowpaths where the road is intersecting the natural drainage pattern and local hydraulic gradient.

At the study site field observations suggested that groundwater flow occurs under the road. These observations were confirmed by water table elevation measurements. We propose that groundwater flow likely proceeds within unfrozen zones (taliks) located under the side slopes and the central portion of the road. Thermistor cables indicate that the temperature between 4.5 and 7 m are very close to 0°C. At this temperature, the unfrozen water content of silt is very high and allows groundwater flow. The hydraulic conductivity of embankment material is about three orders of magnitude larger than silt. In the summer, groundwater flow first proceeds at the toe of the embankment as the active layer is progressing in the embankment material. Groundwater helps to melt ice in the porous underlying embankment material therefore enlarging the flow paths. Once the ice is melted in the embankment material, water can access the underlying silt and flow through it due to its high unfrozen water content. However, the very low hydraulic conductivity of silt likely prevents high groundwater flow discharge.

As water flows under the road, heat is transferred to the surrounding ground. Convective heat transfer due to groundwater flow in embankment material promotes rapid heat flow to the underlying silt. This changes the boundary conditions at the embankment/silt interface under the road compared to zones where groundwater flow under the road is absent.

We assume that water flow in silt is slow and that conducto-convective heat transfers prevail. Heat flow to the permafrost (likely in a cryotic state down to at least -0.2°C)

promotes ice melting. Latent heat effects associated with ice melting likely explain the thermal state of the permafrost below (cooling with depth).

Repetition of groundwater flow under the road over the years increases permafrost degradation and explains the important depressions and cracks observed in the road surface at the study site. Observations of water flow in October 2009 when the upper portion of the active layer was frozen suggest that this process remains active for extensive periods of the year.

5.1.6 Conclusion

(1) There is groundwater flow under the road at the study site. Water flow proceeds along preferential flowpaths in thawed embankment material and is accelerated by the presence of taliks.

(2) Water is transferring 2 to 4°C to the surrounding material as it passes under the road during the groundwater flow season. This heat is transferred to the underlying permafrost and leads to permafrost degradation.

(3) Groundwater flow is a process underestimated in dynamics of permafrost degradation. Because of accelerated embankment damages related to convective heat transfer, groundwater flow should be taken into account in the road design.

Acknowledgement

This research has been supported by Transport Canada, Yukon Highway and Public Works, the Alaska University Transportation Center, the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada and the Northern Scientific Training Program.

Special thanks to the students of the Cold Regions Geomorphology and Geotechnical Laboratory for their help and advices and to Kim Kouli (UAF) for his lab and field support.

References

- Allard, M., Fortier, R., Sarrazin, D., Calmels, F., Fortier, D., Chaumont, D., Savard, J-P. and Tarussov, A. 2007. L'impact du réchauffement climatique sur les aéroports du Nunavik: caractéristiques du pergélisol et caractérisation des processus de dégradation des pistes, *Rapport à Ouranos*, Université Laval, Centre d'études nordiques, Ressources Naturelles Canada et Transports Québec, 192 p.
- Environment Canada 2002. *National Climate Data and Information Archive*, Available online: www.climat.meteo.gc.ca [access on March 7, 2011]
- Fortier, D., Allard, M. and Shur, Y. 2007. Observation of Rapid Drainage System Development by Thermal Erosion of Ice Wedges on Bylot Island, Canadian Arctic Archipelago, *Permafrost and Periglacial Process* **18**: 229–243
- Fuller, T. and Jackson, L. 2005. Quaternary Geology of the Yukon Territory, *Yukon Geological Survey*, p.1-3
- Hinzman, L., et al. (2005), Evidence and implications of recent climate change in northern Alaska and other Arctic regions, *Climatic Change* **72**: 251–298
- Jin, H, Zhao, L., Wang, S. and Jin, R 2006. Thermal regimes and degradation modes of permafrost along the Qinghai-Tibet Highway, *Science in China Series D: Earth Sciences* **49**(11): 1170—1183.
- Kondratiev, V.G. 2008. Geocryological Problems Associated with Railroads and Highways, *Proceeding of 9th International Permafrost Conference*, Fairbanks, p. 977-982
- Mackay, J. 1983. Downward water movement into frozen ground, western arctic coast, Canada, *Earth sciences* **20**: 120-134
- NOAA National Geophysical data Center, *Estimated Value of Magnetic Declination*, Available online: <http://www.ngdc.noaa.gov/geomagmodels/Declination.jsp> [Access on August 15, 2010]
- Ogden, A. 2006. Climate, climate change variability and climate change in the Southwest Yukon, *Northern climate Exchange*, p.6
- Overpeck, J., Hughen, K., Hardy, D., Bradley, R., Case, R., Douglas, M., Finney, B., Gajewski, K., Jacoby, G., Jennings, A., Lamoureux, S., Lasca, A., MacDonald, G., Moore, J., Retelle, M., Smith, S., Wolfe, A. and Zielinski, G. 1997. Arctic Environmental Change of the Last Four Centuries, *Science* **278**: 1251
- Qungbai, W., Yongzhi, L., Jianming, Z., and Chanjiang, T. 2002a. A Review of Recent Frozen Soil Engineering in Permafrost Regions along Qinghai-Tibet Highway, China. *Permafrost and Periglacial Processes*, **13**: 199–205.
- Quingbai, W., Yuanlin, Z, and Yonzhi, L. 2002. Evaluation model of permafrost thermal stability and thawing sensibility under engineering activity. *Cold Regions Science and Technology*, **34**: 19–30.
- Rampton, V. 1971. Late Pleistocene Glaciations of the Snag-Klutlan Area, Yukon Territory, *Geological Survey of Canada*, p. 10-13
- Remchein, D., Fortier, D., Dore, G., Stanley, B., Walsh, R. 2009. Cost and Constructability of Permafrost Test Sections Along the Alaska Highway, Yukon, *Proceedings of Transport Association of Canada Annual Conference*, Vancouver, October 2009
- Scudder, G. 1997. *Environment of Yukon* in Danks and J.A. Downes (Eds.), *Insects of the Yukon*, Biological Survey of Canada (Terrestrial Arthropods), p. 13-57
- Serreze, M. Walsh, J., Chapin, F., Osterkamp, T., Dyurgerov, M., Romanovsky, V., Oechel, W., Morison, J., Zhang, T. and Barry, R. 2000. Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment, *Climatic Change* **46**: 159–207
- Smith, S., Burgess, M., Riseborough, D. and Nixon, F. 2005. Recent Trends from Canadian Permafrost Thermal Monitoring Network Sites, *Permafrost and Periglacial Process* **16**: 19–30
- Stephani, E., Fortier, D. Shur, Y., Doré, G., Stanley, B. 2008. Preservation of the Alaska Highway, *Proceedings, Ninth International Conference on Permafrost*, Fairbanks, U.S.A., 299-300
- Wendler, G. and Shulski, M. (2009), A Century of Climate Change for Fairbanks Alaska, *Arctic* **62**: 295–300

- Woo, M. Kane, D., Carey, S. and Yang, D. 2008. Progress in Permafrost Hydrology in the New Millennium, *Permafrost and Periglacial Process* **19**: 237–254
- Zhang, Y., Chen, W. and Riseborough, D. 2008. Transient projections of permafrost distribution in Canada during the 21st century under scenarios of climate change, *Global and Planetary Change* **60**: 443–456

5.2 Article 2

Titre: *Degradation of permafrost beneath a road embankment enhanced by heat advected in groundwater*

Auteurs: Isabelle de Grandpré, Daniel Fortier et Eva Stephani

L'Article suivant a été accepté pour publication par le Journal Canadien des sciences de la Terre en mars 2012 pour le numéro spécial intitulé « Fundamental and applied research on permafrost in Canada ». Le journal est bilingue mais nous avons fait le choix d'écrire l'article en anglais pour la visibilité ainsi que pour l'uniformité du numéro spécial. Je suis le premier et principal auteur de l'article. Daniel Fortier a agit comme réviseur et correcteur tandis qu'Eva Stephani a contribué à l'article en me permettant d'utiliser ses données de forage ainsi que son modèle numérique d'élévation (MNE).

Degradation of permafrost beneath a road embankment enhanced by heat advected in groundwater

I. de Grandpré,*^{1,2} D. Fortier^{1,2,3} and E. Stephani^{2,3,4}

* Corresponding author

¹ Département de Géographie, Université de Montréal, Québec, Canada

² Centre d'études nordiques, Université Laval, Québec, Canada

³ Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks, USA

⁴ Department of Civil and Environmental Engineering, University of Alaska Fairbanks, USA

Abstract: For the past few decades, northwestern North America has been affected by climate warming, leading to permafrost degradation and instability of the ground. This is problematic for all infrastructure built on permafrost, especially roads and runways. Thaw settlement and soil consolidation promote embankment subsidence and the development of cracks, potholes, and depressions in road pavement. In this study we investigate highway stability in permafrost terrain at an experimentally built road embankment near Beaver Creek, YT. A network of 25 groundwater monitoring wells was installed along the sides of the road to estimate groundwater flow and its thermal impact on the permafrost beneath the road. Data on topography, water-table elevation, ground temperature, and stratigraphy of the soil were collected at the site. The geotechnical properties of each soil layer were determined by laboratory analysis, and used to calibrate a 2-dimensional groundwater flow model. Field observations showed that water was progressively losing heat as it flowed under the road embankment. Our results suggest that advective heat transfer related to groundwater flow accelerated permafrost degradation under the road embankment.

Résumé: Le secteur nord-ouest de l'Amérique du Nord est affecté depuis quelques décennies par les changements climatiques, entraînant une dégradation du pergélisol et une déstabilisation de la surface du sol. Ceci est problématique pour les infrastructures bâties sur le pergélisol, particulièrement les routes et pistes d'atterrissages. Le tassement au dégel et la consolidation subséquente du sol dégelé entraînent une subsidence des remblais et la formation de fissures et de dépressions dans la route. Afin d'étudier la stabilité des infrastructures routières en milieu de pergélisol, un tronçon expérimental de route à remblais a été construit près de Beaver Creek, Yukon. Un réseau de 25 puits d'observation a été installé de part et d'autre de la route au site d'étude afin d'estimer le potentiel d'écoulement d'eau sous la route ainsi que l'impact thermique de cet écoulement sur le pergélisol. Des données de topographie, d'élévation de la nappe phréatique, de température du sol et de stratigraphie ont été prises au site d'étude. Les propriétés géotechniques de chaque couche de sol ont été déterminées par des analyses de laboratoire et ont été utilisées pour calibrer un modèle 2D d'écoulement souterrain. Les observations de terrain ont démontré que l'eau perdait progressivement de sa chaleur à mesure qu'elle s'écoulait sous la route. Nos résultats suggèrent que des transferts de chaleur convectifs relatifs à l'écoulement souterrain ont contribué à l'accélération de la dégradation du pergélisol sous la route.

Introduction

Warming of permafrost due to increasing air temperature has been observed in northwest North America for several decades (Lachenbruch and Marshall 1986; Osterkamp and Romanovsky 1999; Osterkamp 2005; Smith et al. 2010). In Alaska, subsidence and expansion of surface water bodies have been associated with permafrost degradation due to such climate change (Pullman et al. 2007). The principal effects of climate warming on permafrost are increases in ground temperature and active-layer thickness, and development of taliks.

Northern transportation infrastructure, especially roads and runways, is sensitive to permafrost degradation (Jin et al. 2006). Melting of ground ice and thaw consolidation promote embankment subsidence and the development of cracks, potholes, and depressions in the road pavement (Quingbai et al. 2002; Fortier and Bolduc 2005; Stephani et al. 2010). Permafrost warming induced by climate change can be amplified by construction operations (e.g. soil compaction, destruction of the vegetation cover), embankment geometry, snow accumulation on side slopes, or changes in material properties, such as the normally low albedo of pavement surfaces (Quingbai et al. 2002a; Kondratiev 2008). Road degradation presents problems due to the high costs of construction and maintenance, and because driving conditions may become hazardous (Nelson et al. 2002; Remchein et al. 2009).

Permafrost degradation also affects the groundwater flow regime. Groundwater flow in permafrost terrain is controlled by factors such as soil texture, ice content and configuration (cryostructure) (Egginton and Dyke 1990; Jorgenson 2001; Quinton et al. 2005; Woo et al. 2008). Flow is usually confined to the active layer and other unfrozen ground (Woo et al. 2008). Consequently, as permafrost degrades new groundwater flow paths may be created. Drainage of peatlands and lakes and acceleration of thermokarst processes have all been reported following increases in groundwater flow (Hinzman et al. 2005).

Linear transportation infrastructure commonly intersects the natural drainage network. Culverts are usually inserted in embankments to drain the main streams, and bridges are built for river crossings. Under low flow conditions, porous embankment materials and multiple culverts have been used successfully to enable water flow through a structure with minimal modification to flow patterns (McGregor et al. 2010). However, groundwater flow paths in permafrost terrain are often hard to predict and rarely taken into account in the design of embankments.

Field observations and measurements along a road transect in discontinuous permafrost near Beaver Creek, YT, between 2008 and 2010 showed an acceleration of road subsidence under the centerline of the road where groundwater flow was suspected (Fig. 16). At this location the road subsided at a rate of about 10 cm per month between June and October. This paper investigates whether accelerated thawing of the active layer and near-surface permafrost was caused by heat transferred from groundwater to the frozen embankment and natural ground. Advective heat transfer may be an order of magnitude more important than conductive heat transfer in the embankment (Kane et al. 2001), yet remains poorly understood and quantified in permafrost environments.

The objectives of this paper are to: (1) estimate groundwater flow in an ice-rich discontinuous permafrost setting; (2) to measure water temperature in the ground and under the road embankment; and (3) model seepage dynamics within and under the road.

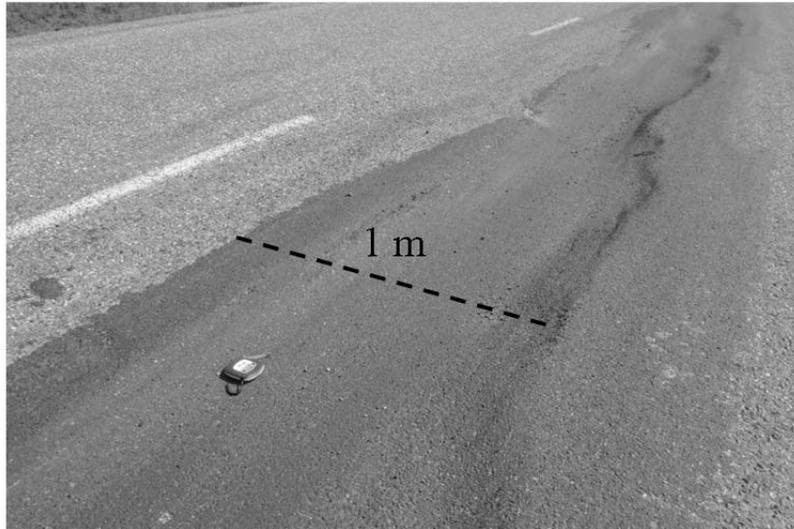


Figure 16. Example of depressions observed at the central line of the road in early June where groundwater flow was suspected. The depression was 1 m wide and 10 cm deep.

5.2.2 Study site

The study site is a segment of the Alaska Highway located in ice-rich discontinuous permafrost near Beaver Creek, YT ($62^{\circ}20' \text{ N}$, $140^{\circ}50' \text{ W}$) (Rampton 1971; Scudder 1997) (Fig. 2a). The climate of the region is continental with long, cold winters and short, dry summers (Scudder 1997; Ogden 2006). The mean annual air temperature is -5.5°C ; only four months of the year have a mean air temperature above 0°C . The mean annual precipitation is 416 mm (Environment Canada, 2002). Snowfall begins annually in September and snowmelt in April. The vegetation is taiga, with stunted spruce, shrubs, tussocks, and mosses (Scudder 1997). The site is located in a former silty floodplain, in which sediments have been reworked by slopewash and colonized by vegetation. The road segment investigated in this paper was built between 1994 and 1996 about 100 meters from the old alignment in a NW/SE orientation (Fig. 17). The road is aligned sub-perpendicularly to the local slope. Since its construction, the centerline of the road has subsided due to degradation of the underlying ice-rich permafrost. The embankment cross-cuts the natural drainage network. Excavations in April 2008 to remove berms on the side of the road exposed saturated taliks in the embankment material and the fine-grained sediments beneath the road (Stephani et al. 2008).

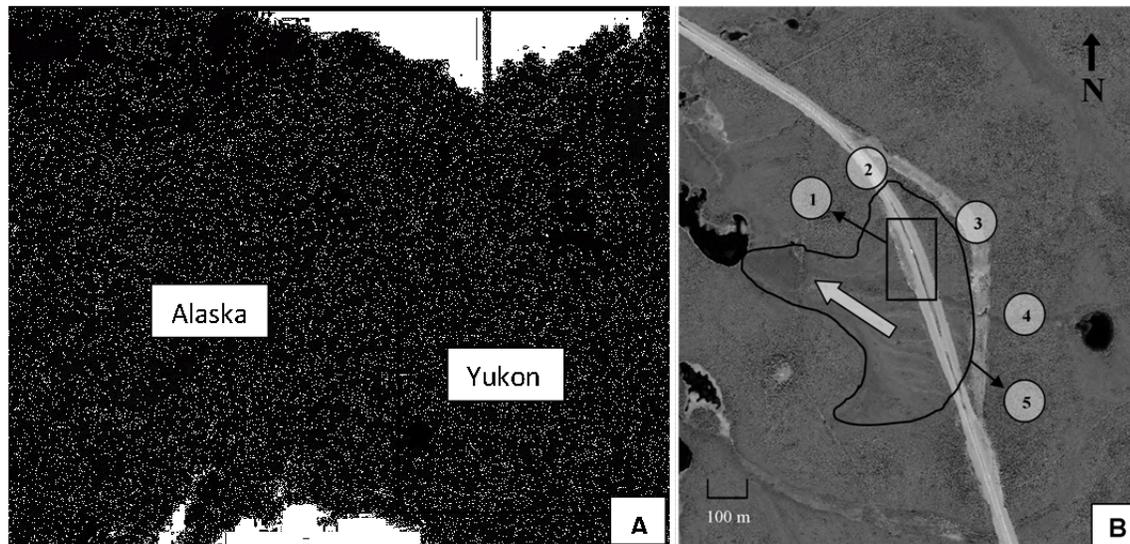


Figure 17. Localization of the study site ($62^{\circ}20' N$, $140^{\circ}50' W$). a. Map of Alaska and Yukon Territory, Canada (Source: Google Earth) b. Satellite image (QuickBird) of the study site, June 14, 2006. 1. Inset: groundwater measurements location (groundwater monitoring wells and pressure sensors); 2. Alaska Highway; 3. Former Alaska Highway alignment; 4. Stream; 5. The line shows an area with a vegetation pattern (lighter grey) aligned with the supposed direction of groundwater flow (white arrow).

5.2.3 Methods

5.2.3.1 Water table characterization

A network of 25 standpipes to measure the elevation of the water table was installed in an area of about $10\,000\text{ m}^2$ where interpretation of satellite image and field observations suggested groundwater flow under the road (Fig. 17b). On each side of the road, two rows of groundwater monitoring wells were installed; one in undisturbed ground and one at the edge of the embankment in a mixture of embankment material and silt (Figs. 18 and 19). The standpipes were installed in October 2008 to between 30 and 85 cm below the ground surface, near the base of the active layer. Six pore-water pressure and temperature sensors (Onset Hobo U20-001-01 water level loggers) were installed in the standpipes, where concentrated groundwater flow was suspected. These sensors were installed 7 cm above the bottom of the groundwater wells to record water pressure and temperature data every hour with an accuracy of 0.05 kPa (5 mm) and 0.4°C . In-ground hydrostatic pressures were corrected for variations in atmospheric pressure measured on site. After correction, hydrostatic pressures were converted to water level (cm of water in well). Water-table elevations and temperatures were measured manually between October 2008 and

September 2010 to corroborate automatically collected data. Water elevations were imported in SIGIS software (Daoust and Jean 1998) to create 3D maps of water table elevation. Interpolations used the distance weighted method with 10 neighbors, an exponent of 3 and a pixel size of 4 m². Flow paths were determined according to these maps.

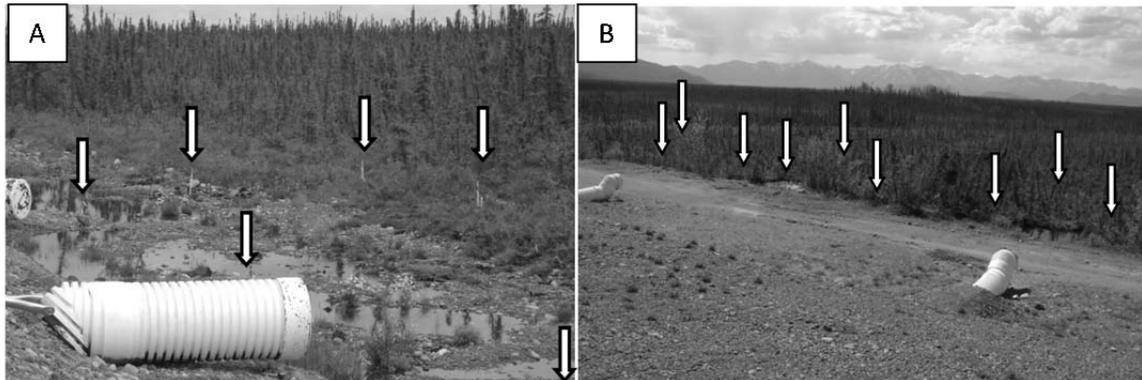


Figure 18. Groundwater monitoring wells location on each side of the road: a. eastern side; b. western side.

5.2.3.2 Topography

The relative elevation between each water observation well was evaluated from a ground survey by optical level (Zeiss Ni2), laser level (Bushnell Rangefinder 1500), and compass. The groundwater monitoring network was referenced to a geodesic benchmark about 100 m from the study site (Natural Resources Canada 2002). The horizontal positions of the wells were determined by a differential global positioning system (DGPS) (Trimble GPS Pathfinder Pro XRS with a TSC1 data collector) with a precision of about 0.5 m.

Water well and transect positions were imported into a Geographic Information System (GIS) and laid over a georeferenced Quickbird satellite image of the study site of resolution 0.6 m. Data were integrated in a digital elevation model (DEM) of the study site to view the elevation profile of the study site with a cell dimension of 10 cm.

5.2.3.3 Temperatures, permafrost table and thaw depth

Air temperatures were recorded hourly at the study site between October 2008 and December 2010. Other daily climate data (relative humidity, precipitation and wind) were obtained from Environment Canada's Beaver Creek station, about 8 km northwest of the test site.

Ground temperatures were measured in a 14-thermistor cable installed in 2008 in a borehole drilled through 4 m of embankment material and 12 m of underlying ground on the western side of the road (Fig. 19). Thermistors were housed inside a casing filled with silicone oil to prevent air convection in the hole and provide effective contact with the ground. Temperatures were measured with an accuracy of 0.1°C between -10°C and 10°C and 0.2°C through the rest of the operating range (-50°C to +30°C). Data were recorded every four hours from October 2008 to October 2010 by a Campbell Scientific CR1000 logger.

Thaw depth was measured beside each groundwater monitoring well in 2008 (October), 2009 (June and August) and 2010 (June and September) by probing and coring. The depth to the permafrost table under the road was estimated by linear interpolation using data from the thermistors at the study site and others beneath the centerline of the road, about 100 m north and 100 m south of the study section. We assumed active-layer depth was symmetrical about the centerline.

5.2.3.4 Stratigraphy

Drill cores were described as discussed by Stephani et al. (2010). Cores were also collected beside each groundwater monitoring well with a hand-held corer and along three transects each about 100 m long (Fig. 19). Two samples of each layer were taken for grain-size and volumetric water content laboratory analyses according to the procedures D-422 (ASTM 2007) and D-4959 (ASTM 2000). A tension infiltrometer (Decagon mini disk infiltrometer) was used in the laboratory to collect infiltration rate data for each soil sample (three tests per sample). These data were used to calculate the hydraulic conductivity of each soil layer according to the Van Genuchten equations (Van Genuchten 1980).

5.2.3.5 Model

A 100-m transect perpendicular to the road (Transect 2, Fig. 19) was used to develop a 2-dimensional, finite-element groundwater flow model with Seep/W (Geostudio™). The model illustrated the evolution of water movement under the road in the embankment material and the natural ground as the position of the permafrost table changed. The model was calibrated with field and laboratory data (Table 5). Groundwater flow simulations were run for two years from 1 October 2008 with a time step of 24 hours.

Table 5. Material properties of embankment, peat and silt used to define waterflow model

Parameters		Material			Source	
		Embankment	Peat	Silt		
Unfrozen soil	Saturated hydraulic conductivity (K sat) (m/s)	1x10 ⁻⁴	8.7x10 ⁻⁵	3x10 ⁻⁶	Field	
	Residual Volumetric Water Content (m ³ /m ³)	0	0	-	Andersland and Ladanyi (2004)	
	Saturated Volumetric Water Content (m ³ /m ³)	0.39	0.81	0.36	Field	
	In situ volumetric water content (m ³ /m ³)	0.39	0.81	0.36	Field	
	Diameter 10% passing (mm)	1		0.006	Laboratory	
	Diameter 60% passing (mm)	10		0.06	Laboratory	
	Van Genuchten Parameters	α		0.0137		Laboratory
		n		1.359		Laboratory
		Porosity		85%		Laboratory
$m (= 1 - 1/n)$			0.264		Laboratory	
Frozen soil	Saturated hydraulic conductivity (K sat) (m/s)	1x10 ⁻⁸	8.7x10 ⁻⁸	3x10 ⁻⁸	Andersland and Ladanyi (2004)	
	Residual Unfrozen Volumetric Water Content (m ³ /m ³)	0	-	-	Andersland and Ladanyi (2004)	
	Saturated Unfrozen Volumetric Water Content (m ³ /m ³)	0.01	0.01	0.06	Andersland and Ladanyi (2004)	

5.2.4 Results

5.2.4.1 Topography and water table elevation

Figure 19 is a DEM of the study site. The road embankment was about 40 m wide. The edge of the embankment on the eastern side of the road was about 2.5 m higher than the western side. The slope was 2.5% perpendicular to the road. Figure 20 is a DEM of the topography under the road embankment.

Figure 21 shows 3D interpolations of the water table at different times of the year for 2008-10. The water table simulations supported our assumption that water was flowing towards and under the road embankment material. Water-table elevation followed the natural topography of the study site and was about 2.5 m lower on the western side of the road than on the eastern side. The difference in water-table elevation provided the hydraulic gradient for water flow in the active layer. We assumed that water was flowing from the highest to the lowest point along flow paths estimated from water table elevation data (black arrows on the figures). Fluctuation of the water table over a year ranged between 10 and 20 cm. Continuous groundwater flow was modeled from snowmelt until complete freeze-back of the active layer.

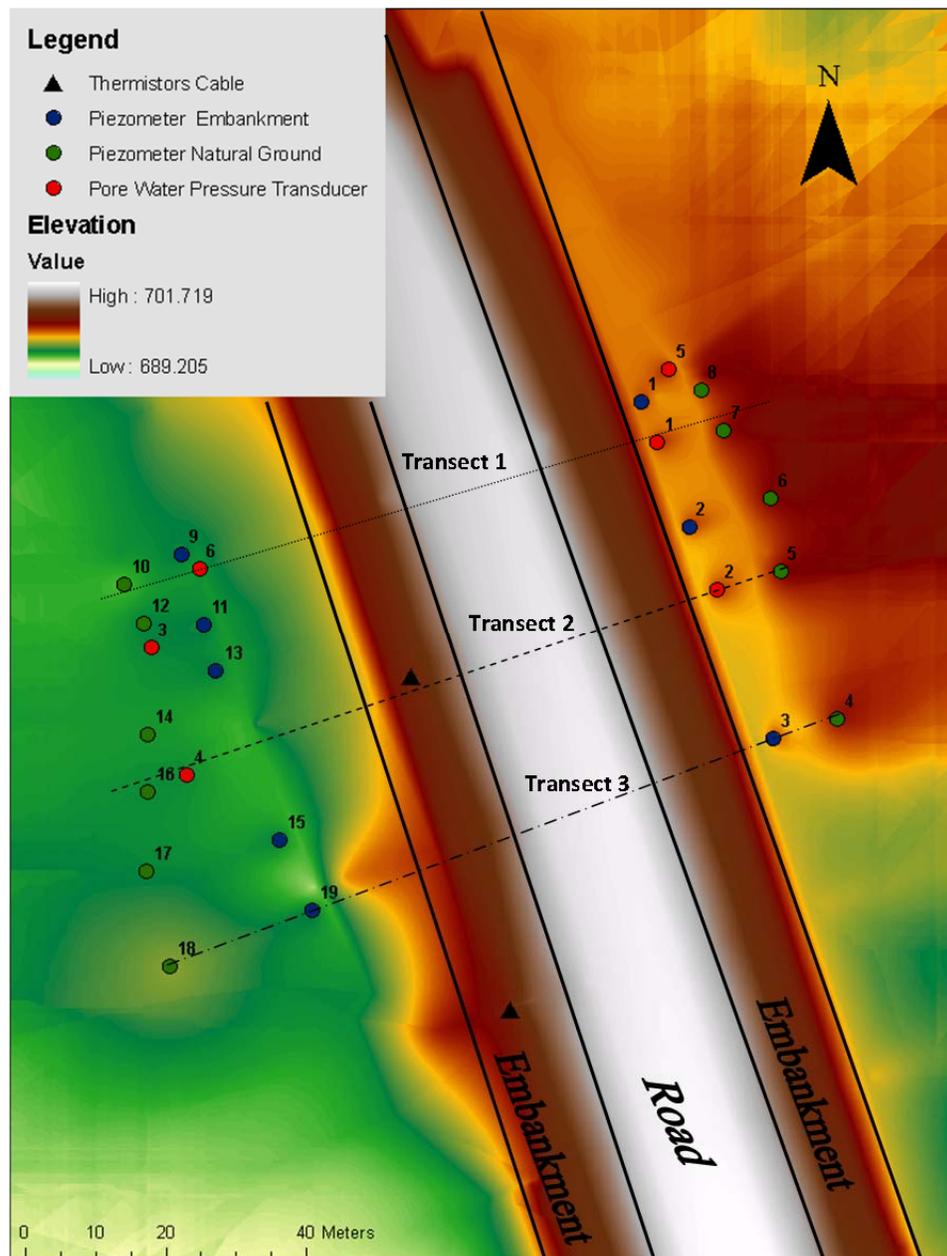


Figure 19. Digital Elevation Model (DEM) of the study site showing the road (white stripe), embankment (brown to red stripes) the location of groundwater monitoring wells (green circles for those installed in the natural ground, blue circles for those installed in embankment material, red circle for automatic pressure sensors) and thermistors cables (black triangles).

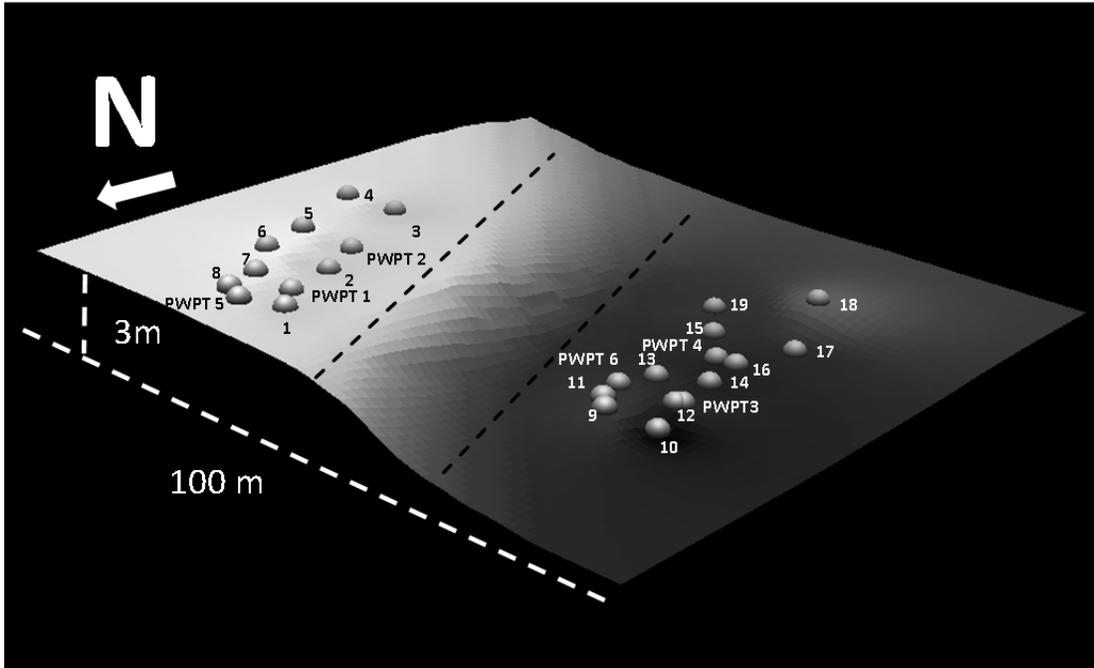


Figure 20. 3D representation of an interpolation of the natural ground elevation at the study site with a vertical exaggeration of 5x and a pixel dimension of 2 m x 2 m. The gray circles represent groundwater monitoring wells and the black dotted lines represent the location of the road. PWPT shows the location of automatic pressure and temperature sensors. The lightest color represents the highest elevation (695 m) and the darkest color the lowest elevation (691.5 m).

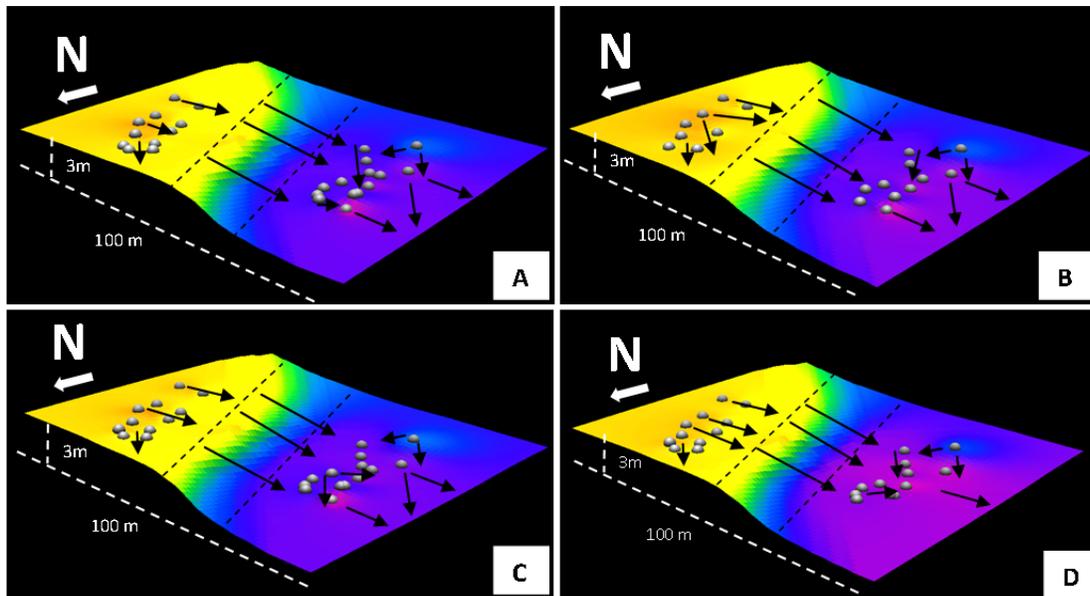


Figure 21. 3D representation of an interpolation of the water table elevation at the study site with a vertical exaggeration of 5x and a pixel dimension of 2 m x 2 m. The gray circles represent groundwater monitoring wells, the black dotted lines represent the location of the road and the black arrows represent flowpaths. A. June 19, 2009; B. August 11, 2009; C. May 29, 2010; D. September 9, 2010. The yellow represents the highest elevation (695 m) and the purple the lowest elevation (691.5 m).

5.2.5.2 Water temperature

Figure 22 shows water temperatures between May to September 2010 at the toe of the embankment on both sides of the road. Water temperatures on the eastern side were 2 to 4°C higher than on the western side in both 2009 and 2010. These data indicate that water was losing heat to the surrounding ground as it flowed under the road.

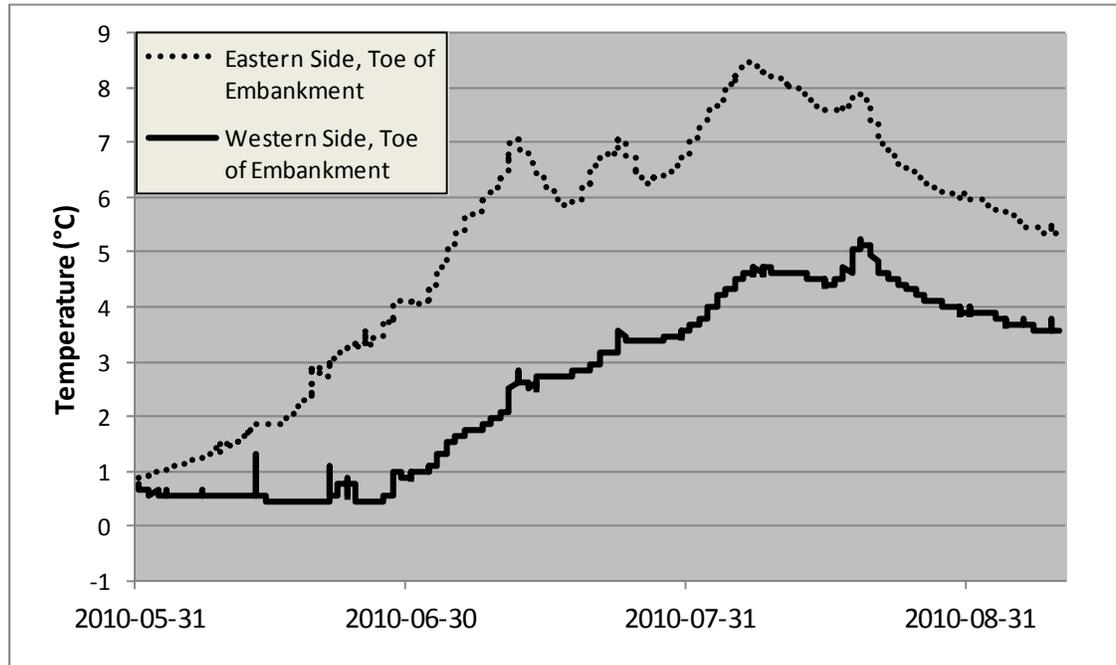


Figure 22. Water temperature difference between the upstream (Eastern side – dotted line) and the downstream side of the road (Western side –black line) between May and August 2010.

5.2.4.3 Air and ground temperature

Air temperature data (mean annual temperature, thawing and freezing degree-days, maxima and minima) for 2009 and 2010 are presented in Table 6. Figure 23A shows ground temperatures from the surface to the permafrost table under the south slope of the embankment. Temperatures were higher, by about 2°C, at several depths in October 2008 than in 2009 and 2010, due to drilling disturbance. The disturbance dissipated after about 2 months. According to core observations, thermistor data, and linear interpolation of temperatures under the road, the permafrost table was at depths of about 5 m under the side slopes and 6 m under the centerline. The permafrost temperature remained near 0°C year round from 6 m (-0.1°C) to 16 m (-0.55°C) depth below the road surface. Beside the road,

the permafrost table was at a depth of about 90 cm at the toe of the embankment and 70 cm in the undisturbed natural ground away from the embankment.

At a depth of 4.5 m, temperatures remained near 0°C for an extended period, from June to August and November to December (Fig. 23B).

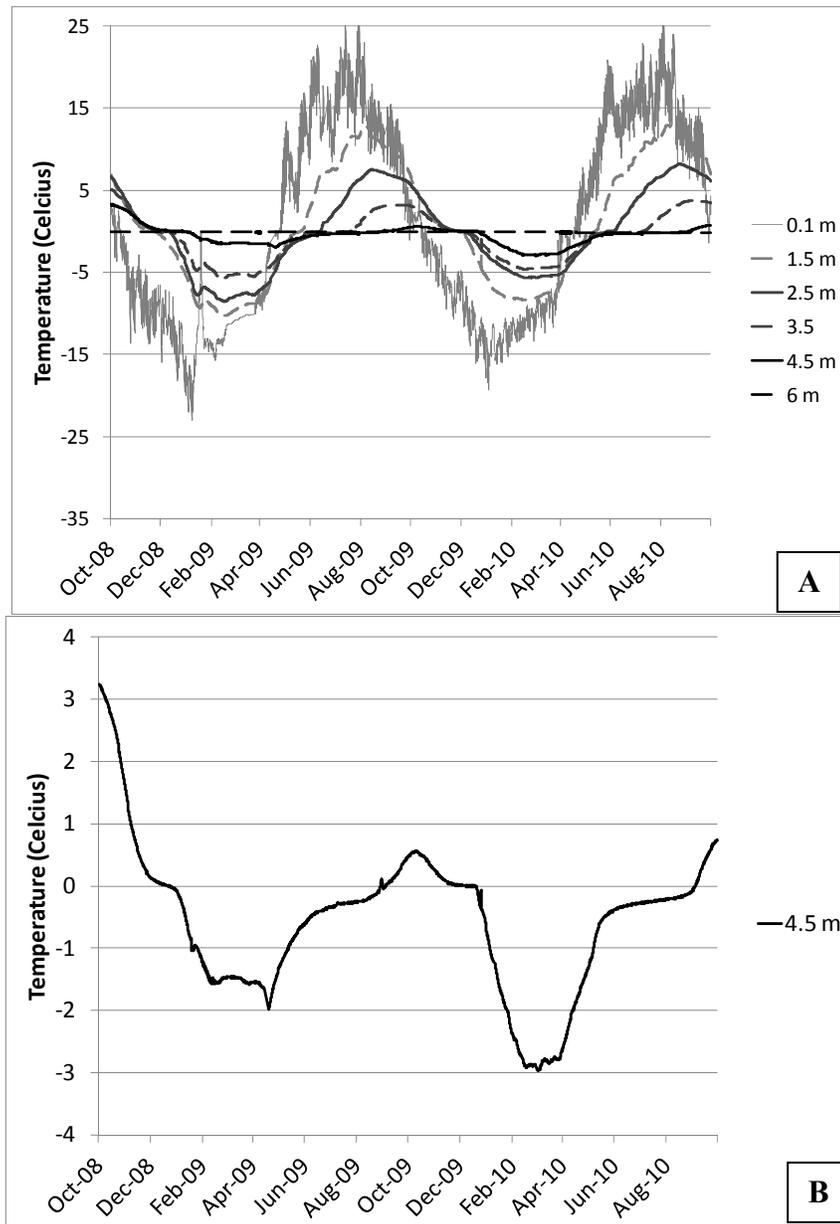


Figure 23. Ground temperatures from thermistors located under the western side slope of the road at the study site. A. Temperatures from the road surface to the permafrost table. B. Close up of the depth of 4.5 m where the zero curtain effect is well represented.

Table 6. Air temperature data for 2009 and 2010

	2009	2010
Mean annual air temperature	-3.9°C	-2.9°C
Thawing degree-days	1737.8°C	1719.6°C
Freezing degree-days	-3153.5°C	-2768.1°C
Maxima	31.1°C	29.9°C
Minima	-49°C	-41°C

5.2.4.4 Stratigraphy

The stratigraphy of the active layer at the study site comprised peat 30 to 45 cm thick above cryoturbated peaty silt. The road pavement rested on 4 to 6.5 m of embankment material (50% gravel, 30% sand, 10% silt) placed on the ground. A drilling campaign in August 2007 revealed an embankment thickness of 6.5 m underneath the centerline of the road. On the side slopes of the road, the embankment was thinner. The ground was unfrozen to about 2 m below the base of the fill.

Grab samples collected from this layer indicated that it was composed of embankment material mixed with saturated peaty silt. This mixture of embankment material and native soil was presumably similar to the material at the toe of the embankment where berms were removed in 2008. Below the 2 m of unfrozen ground a layer of ice-rich peaty silt extended to about 6.5 m below the natural ground surface. An ice-rich diamicton was observed below 6.5 m. Its total thickness is unknown.

5.2.4.5 Groundwater flow models

Figure 24 shows a schematic cross-section of the road and the underlying undisturbed ground at the study site. To optimize the calculation time and avoid errors due to a complex geometry the permafrost table was set at a depth of 1 m in the ground beside the road. The permafrost table was set at 6 m under the centerline of the road and at 5 m under the south

slope surface. The permafrost table was interpolated between these two points. The groundwater flow model was developed from parameters listed in Table 1.

The computed water table indicates that the water was flowing from the eastern side of the road to the western side (Figure 25). The ground was saturated year round. Our modeling results suggest that the water table remained roughly constant through the flow season from June to October.

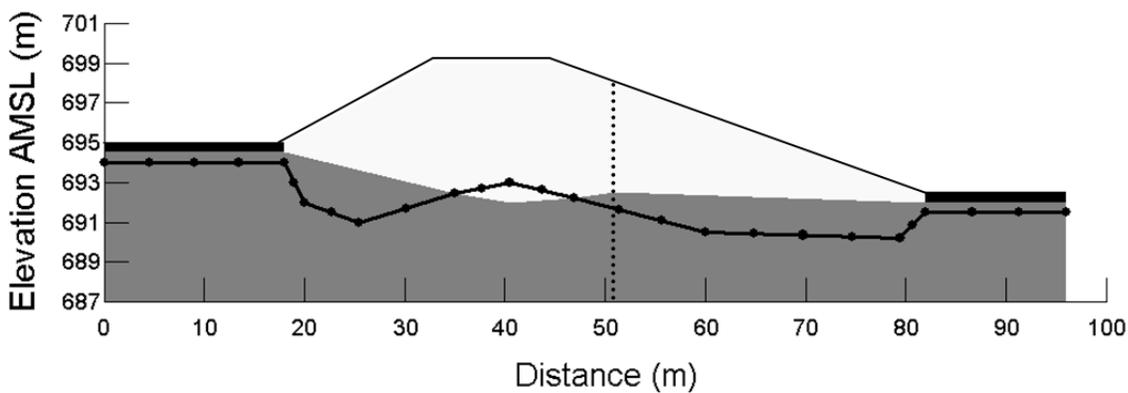


Figure 24. Cross-sectional transect of the road embankment and the underlying natural ground in October 2008 with a vertical exaggeration of 2x. White: embankment material (sand and gravel); Gray: silt; Black: peat. The thick black line represents permafrost table location and the dotted vertical line represents thermistors cable location.

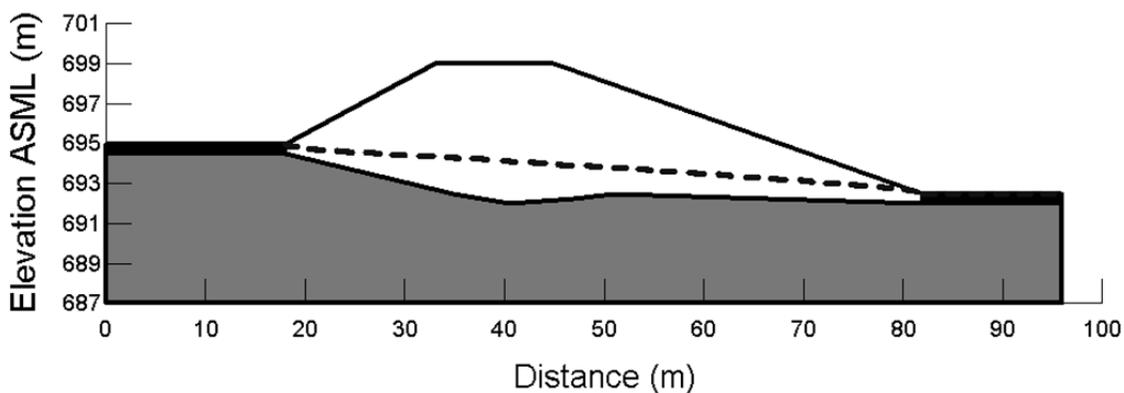


Figure 25. Simulated water table elevation (dotted line) on September 30, 2010 on a cross-sectional transect of the road with a vertical exaggeration of 2x after 2 years of simulation. White: embankment material (sand and gravel); Gray: silt; Black: Peat.

5.2.5 Discussion

Permafrost under the road degraded in part because road construction and maintenance increased heat flow into the ground. In ice-rich permafrost, the heat supply promoted melting of ground ice, thaw settlement and road subsidence. As the road subsided over time, the embankment material intercepted the water table where the road crossed the natural drainage pattern. Under the side slopes of the road, the permafrost table was located at about 2 m depth in the underlying ground. The embankment material was thicker under the centerline of the road and, due to the higher thermal conductivity of embankment material, the active layer was thicker.

Groundwater flow modeling and water table simulations support our hypothesis of water flowing under the road in the active layer and a residual thaw layer. Groundwater flow started in early June on the upstream side of the embankment. The process was accelerated by the presence of unfrozen ground under the slopes of the road. Water flowed first in embankment material, reaching the underlying silt as interstitial ice thawed. In the fall, ground temperatures remained very close to 0°C between September and November (Figure 8B). This near isothermal state, called the *zero curtain*, is due to latent heat effects and implies the presence of a large amount of water in the soils beneath the road, retarding freezeback of the embankment. Field observations in October 2009 indicated that groundwater flow continued while the upper part of the active layer was freezing.

Ground temperatures were close to 0°C year round at the interface of embankment material and silt. Poorly consolidated soils at thawing interfaces, cracks in the ground, macropores along roots, microstructures from freeze and thaw cycles and high unfrozen water content may have raised field hydraulic conductivity of these silts above values determined in the laboratory (Burt and Williams 1976; Mackay 1983). However the very low hydraulic conductivity of silt likely prevented physically significant discharge. More work remains to be done to quantify the potential groundwater flow in permafrost near 0°C.

Based on the hydraulic conductivity of material, water took about 5 days to cross the road in embankment in peat material, and about 150 days in silt (assuming no macropores). The rapid response of temperature variations between the upstream and the downstream sides of the road corroborated model results showing that water was flowing mainly in the high hydraulic conductivity embankment material.

Groundwater flow represented an important source of heat for the ground beneath the road. Temperature measurements showed that water lost heat as it flowed under the road. Groundwater in the embankment material lost heat to the underlying silt, shifting the thermal boundary conditions at the embankment/silt interface. In silt, heat transfers may have melted excess ice, causing an overall increase of hydraulic conductivity in this material upon thawing. The subsequent increase in flow rate likely accelerated advective heat transfer processes. Reactivation of groundwater flow under the road each summer likely promoted the permafrost degradation which caused the depressions and cracks in the road surface at the study site.

Our findings have practical implications for northern transportation infrastructure. The data suggests that road alignment intersecting groundwater flow paths potentially experience more permafrost degradation than elsewhere. However, more research is needed to compare the ground thermal regimes with and without flowpaths. We demonstrated that permafrost degradation and road subsidence allows for higher thermal conductivity embankment material to sink and intersect the water table. This increases groundwater flow and creates a positive feedback effect that promotes permafrost degradation and additional road subsidence. Our results should be used to develop special road embankment design and mitigation techniques to prevent and accommodate groundwater flow under roads.

5.2.6 Conclusion

The goal of our research was to measure and model the dynamics of groundwater flow interacting with transport infrastructure in discontinuous permafrost. Our results demonstrated that continuous groundwater flow occurred in embankment and silt material under the road at the study site during the thawing period in the summer and during freeze-back of the active layer in the fall. The water flow most likely proceeded along preferential

flowpaths in the active layer and in unfrozen ground. As water flowed under the road, heat was transferred to the surrounding ground and to the underlying permafrost. Conducto-convective and advective heat transfers induced by groundwater flow likely had a positive feedback on permafrost degradation and probably increased over time as ground ice melted.

The study indicated that groundwater flow should be considered during evaluation of thermal degradation and thaw settlement in saturated discontinuous permafrost terrain. Groundwater flow should also be incorporated in permafrost evolution models and climate warming scenarios.

Our findings indicate that groundwater flow can have an adverse effect on transportation infrastructure stability. Mitigation techniques also need to be developed to reduce thermal degradation of thaw-susceptible permafrost and resulting destabilization of road embankments.

Acknowledgement

This research was supported by Transport Canada, Yukon Highways and Public Works, the Alaska University Transportation Center, the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada, and the Northern Scientific Training Program. Special thanks to the students of the Cold Regions Geomorphology and Geotechnical Laboratory for their help and advice, and to Kim Koui (UAF) for his lab and field support. We would also like to thank Dr. Chris Burn for his editorial help, which substantially improved the quality of the manuscript.

References

- Andersland, O. and Ladanyi, B. 2004. Frozen ground engineering, second edition. American Society of Civil Engineers & John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, N.J.
- ASTM Standard D-422. 2007. Standard Test Method for Particle-Size Analysis of Soils. ASTM International, West Conshohocken, PA.
- ASTM Standard D-4959. 2000. Standard Test Method for Determination of Water (Moisture) Content of Soil By Direct Heating. ASTM International, West Conshohocken, PA.

- Daoust, J. and Jean, H. 1998. SIGIS, Geographic Information System and Image Processing. SIGISCO inc. Quebec, Canada. Available from www.sigisco.com [Accessed November 3 2011].
- Egginton, P.A. and Dyke, L.D. 1990. Apparent Hydraulic Conductivities Associated with Thawing, Frost-susceptible Soils. *Permafrost and Periglacial Processes*, **1**: 69-77.
- Environment Canada. 2002. Climatic data of Beaver Creek, Yukon. National Climate Data and Information Archive. Available from www.climat.meteo.gc.ca [Accessed March 7, 2011].
- Fortier, R. and Bolduc, M. 2008. Thaw settlement of degrading permafrost: A geohazard affecting the performance of man-made infrastructures at Umiujaq in Nunavik (Québec) *In* J. Locat, D. Perret, D. Turmel, D. Demers and Leroueil, S. 2008. *Proceedings of the 4th Canadian Conference on Geohazards : From Causes to Management*. Presse de l'Université Laval, Québec, pp. 279-286.
- Hinzman, L. D., Bettez, N., Bolton, W. R., Chapin, F. S., Dyrugerov, M. B., 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., Nolan, M., 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., Winker, K. S., and Yoshikawa, K.. 2005. Evidence and implications of recent climate change in northern Alaska and other Arctic regions. *Climatic Change*, **72**: 251–298.
- Jin, H, Zhao, L., Wang, S., and Jin, R. 2006. Thermal regimes and degradation modes of permafrost along the Qinghai-Tibet Highway. *Science in China Series D: Earth Sciences*, **49**(11): 1170—1183.
- Jorgenson, M., Racine, C., Walters, J., and Osterkamp, T. 2001. Permafrost degradation and ecological changes associated with a warming climate in central Alaska. *Climatic Change*, **48**: 551–579.
- Kane, D., Hinkel, K., Goering, D., Hinzman, L., and Outcalt, S. 2001. Non-conductive heat transfer associated with frozen soils. *Global and Planetary Change*, **29**: 275-292.
- Kondratiev, V.G. 2008. Geocryological Problems Associated with Railroads and Highways. *In* *Proceeding of 9th International Permafrost Conference*, Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks, Fairbanks, AK, pp. 977-982.
- Mackay, J.R. 1983. Downward water movement into frozen ground, western arctic coast, Canada. *Earth sciences*, **20**(1): 120-134.
- McGregor, R., Hayley, D., Wilkins, G., Hoeve, E., Grozic, E., Roujanski, V., Jansen, A., and Dore, G. 2010. *Guidelines for Development and Management of Transportation Infrastructure in Permafrost Regions*. Transportation Association of Canada, Ottawa, Ontario.
- Natural Resources Canada. 2002. Canadian Spatial Reference System. Available from http://www.geod.nrcan.gc.ca/online_data_e.php [Accessed 3 November 2011].
- Nelson, F.E., Anisimov, O.A., and Shiklomanov, N.I. 2002. Climate change and hazard zonation in the circum-Arctic permafrost regions. *Natural Hazards*, **26**(3): 203-225.
- Ogden, A. 2006. Climate, climate change variability and climate change in the Southwest Yukon. *Northern Climate Exchange*, Whitehorse, Yukon.
- Osterkamp, T. 2005. The recent warming of permafrost in Alaska. *Global and Planetary Change*, **49**: 187–202.
- Osterkamp, T. and Romanovsky, V. 1999. Evidence for Warming and Thawing of Discontinuous Permafrost in Alaska. *Permafrost and Periglacial Process*, **10**: 17-37.
- Pullman, E. R., Jorgenson, M.T., and Shur, Y. 2007. Thaw Settlement in Soils of the Arctic Coastal Plain. *Alaska, Arctic, Antarctic, Alpine Research*, **39**(3): 468-476.
- Qungbai, W., Yongzhi, L., Jianming, Z., and Chanjiang, T. 2002a. A Review of Recent Frozen Soil Engineering in Permafrost Regions along Qinghai-Tibet Highway, China. *Permafrost and Periglacial Processes*, **13**: 199–205.

- Quingbai, W., Yuanlin, Z., and Yonzhi, L. 2002. Evaluation model of permafrost thermal stability and thawing sensibility under engineering activity. *Cold Regions Science and Technology*, **34**: 19–30.
- Quinton, W., Shirazi, T., Carey, S., and Pomeroy, J. 2005. Soil Water Storage and Active-layer Development in a Sub-alpine Tundra Hillslope, Southern Yukon Territory, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, **16**: 369–382.
- Rampton, V. 1971. Late Quaternary Vegetational and Climatic History of the Snag-Klutlan Area, Southwestern Yukon Territory, Canada. *Geological Society of America Bulletin*, **82** (4): 959-978
- Remchein, D., Fortier, D., Dore, G., Stanley, B., and 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.
- Scudder, G. 1997. Environment of Yukon *In Danks and J.A. Downes (Eds.). Insects of the Yukon. Biological Survey of Canada (Terrestrial Arthropods), Ottawa, Ontario*, pp. 13-57.
- Smith, S.L., Romanovsky, V.E., Lewkowicz, A.G., Burn, C.R., Allard, M., Clow, G.D., Yoshikawa, K., and Throop, J. 2010. Thermal state of the permafrost in North America: a contribution to the international polar year. *Permafrost and Periglacial Processes*, **21** (2): 117-135.
- Stephani, E., Fortier, D., and Shur, Y. 2010. A cryofacies approach to describe ground ice in permafrost for engineering applications – Case study of a road test site on the Alaska Highway (Beaver Creek, Yukon, Canada). *In Proceedings 6th Canadian Permafrost Conference and 63rd Canadian Geotechnical Conference, Calgary, Alberta*, pp. 476-483.
- Stephani, E., Fortier, D. Shur, Y., Doré, G., and Stanley, B. 2008. Preservation of the Alaska Highway. *Proceedings, In Ninth International Conference on Permafrost, Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks, Fairbanks, AK*, pp. 299-300
- Van Genuchten, M. 1980. A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Sciences Society of America Journal*, **44**:892-898.
- Woo, M., Kane, D.L., Carey, S.K., and Yang, D. 2008. Progress in Permafrost Hydrology in the New Millennium. *Permafrost and Periglacial Processes*, **19**: 237–254.

5.3 Article 3

Titre : Modélisation de l'écoulement souterrain et de son impact thermique sur la dégradation des infrastructures routières bâties sur le pergélisol

Auteur : Isabelle de Grandpré, Daniel Fortier

Ce 3^e article a été préparé pour le 46^e Congrès de l'Association Québécoise du Transport et des Routes. Il sera soumis pour publication à une revue traitant de génie nordique. Je suis le premier et principal auteur de l'article. Daniel Fortier a agit comme réviseur.

Modélisation de l'écoulement souterrain et de son impact thermique sur la dégradation des infrastructures routières bâties sur le pergélisol

I. de Grandpré,^{*1,2} D. Fortier^{1,2,3}

* Correspondance

¹ Département de Géographie, Université de Montréal, Québec, Canada

² Centre d'études nordiques, Université Laval, Québec, Canada

³ Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks, USA

Résumé

Les changements climatiques observés dans le Nord canadien au cours des dernières décennies ont affecté de façon préoccupante le pergélisol. Le transfert de chaleur par conduction est le principal processus impliqué dans la dégradation du pergélisol. Cependant, plusieurs évidences de terrain laissent supposer qu'un autre processus beaucoup plus actif participe à la dégradation du pergélisol, soit le transfert de chaleur advectif (convectif) qui s'effectue à travers l'eau en mouvement. Malgré une hausse importante des investissements en milieu arctique et de la recherche sur le pergélisol et au cours des deux dernières décennies, l'hydrologie et l'hydrogéologie du pergélisol demeurent méconnues. La dégradation du pergélisol a des conséquences importantes pour les infrastructures linéaires bâties sur remblais. La fonte de la glace du pergélisol entraîne la formation d'une surface chaotique caractérisée par la présence de fissures de tension, de trous et de zones de subsidence. Plusieurs modèles ont été testés afin de prédire la dégradation du pergélisol à travers le temps. Cependant peu d'entre eux ne tiennent compte de l'advection de chaleur associée à l'écoulement souterrain. Un site expérimental a été développé sur un segment de l'*Alaska Highway* près de Beaver Creek (Yukon) où des mesures de topographie, de caractérisation de la nappe phréatique, de température, de stratigraphie et de propriétés géotechniques des sols ont été réalisées entre 2008 et 2010. Ces mesures ont été utilisées pour créer des modèles d'écoulement souterrain et de transfert de chaleur (conductif et convectif). Les résultats démontrent une différence substantielle des températures du sol et de la profondeur de la couche active entre le modèle conductif uniquement et le modèle tenant compte de l'advection de chaleur. L'écoulement souterrain en milieu de pergélisol peut donc avoir un impact important sur la dégradation des sols gelés et ce processus doit

être intégré aux modèles d'évolution du pergélisol ainsi que dans le design des infrastructures routières.

5.3.1 Introduction

Les changements climatiques en cours entraînent une dégradation du pergélisol qui s'accélère au même rythme que le réchauffement global de la terre (Pavlov 1994; Osterkamp et Romanovsky 1999; Liu et Chen 2000; Harris *et al.* 2003; Camill 2005; Osterkamp 2005; Allard *et al.* 2007; Marchenko *et al.* 2007). Le processus de dégradation du pergélisol entraîne un approfondissement de la couche active et un tassement subséquent du sol (Smith *et al.* 2005; Woo *et al.* 2007).

Les infrastructures linéaires bâties sur le pergélisol sont particulièrement sensibles aux changements climatiques car leur construction et leur entretien entraînent des flux de chaleur supplémentaires dans le sol (Quingbai *et al.* 2002; Jin *et al.* 2006). La distribution de la glace dans le pergélisol n'est pas constante, ce qui entraîne lors du dégel des sols la formation d'une surface chaotique caractérisée par la présence de fissures de tension et de zones de subsidence. Ces tassements de la route nécessitent des travaux d'entretien récurrents afin de maintenir la qualité de roulement et la sécurité des conducteurs (Figure 26).

Le principal processus impliqué dans la dégradation du pergélisol est le transfert de chaleur par conduction via la hausse des températures de l'air (Kane *et al.* 2001). Des études récentes ont démontré que la dégradation du pergélisol pouvait également survenir via l'advection de chaleur (transfert de chaleur convectif) causée par l'écoulement souterrain à travers la couche active et les taliks (De Grandpré *et al.* 2010, De Grandpré *et al.* 2011). Ce processus n'a cependant pas encore été intégré aux modèles et scénarios d'évolution du pergélisol.

Les objectifs de cet article sont les suivants : 1) Modéliser l'écoulement souterrain s'effectuant sous la route au site d'étude; 2) Modéliser les transferts de chaleur par conduction et par convection reliés à l'eau en mouvement; et 3) Évaluer l'impact de

l'écoulement souterrain sur le régime thermique du pergélisol et sur la dégradation des routes.



Figure 26. Exemples de dépressions présentes dans la route d'étude

5.3.2 Site à l'étude

Le site à l'étude est une portion de 10 000 m² de l'*Alaska Highway* près de Beaver Creek, Yukon (62°20'N, 140°50'O) (Figure 27). Il est situé dans une zone de pergélisol discontinu (Rampton, 1971; Scudder, 1997) dans une ancienne plaine alluviale colonisée par la végétation. Le climat de la région est caractérisé par des hivers longs et froids et par des étés courts et secs (Rampton 1971; Scudder 1997; Ogden 2006). Les données climatiques du secteur à l'étude ont été présentées en détail dans De Grandpré et al. (2011).

Le segment de la route à l'étude a été construit au milieu des années 1990 et présente une orientation NO/SE. Le matériel de remblai est épais de 6m au centre de la route et d'environ 4 m en milieu de pente du remblai. Ce matériel repose sur un horizon organique épais d'une quinzaine de centimètres, surmontant une couche de silt sableux de plusieurs mètres d'épaisseur ayant une faible conductivité hydraulique (De Grandpré et al. 2010). La couche active est profonde d'environ 50 à 80 cm dans le sol naturel de chaque côté de la route. Elle est évaluée à 6 mètres sous le centre de la route et à 5 mètres sous les pentes à partir de la surface du matériel de remblai (De Grandpré et al. 2011).

En réponse à la dégradation du pergélisol sous-jacent riche en glace, la route s'enfonce dans le sol et le matériel de remblai (à forte conductivité hydraulique) intercepte maintenant la nappe phréatique (De Grandpré et al. 2010). La route est perpendiculaire au gradient de

pente local et recoupe le réseau d'écoulement naturel (Figure 28) (De Grandpré et al. 2011). L'écoulement est facilité par la présence de taliks (zones non-gelées dans le pergélisol) de chaque côté de la route (Stephani et al. 2010). L'eau qui s'écoule sous la route perd de 2 à 4°C par le biais de différents processus de transfert de chaleur conducto-convectifs (De Grandpré et al. 2012).

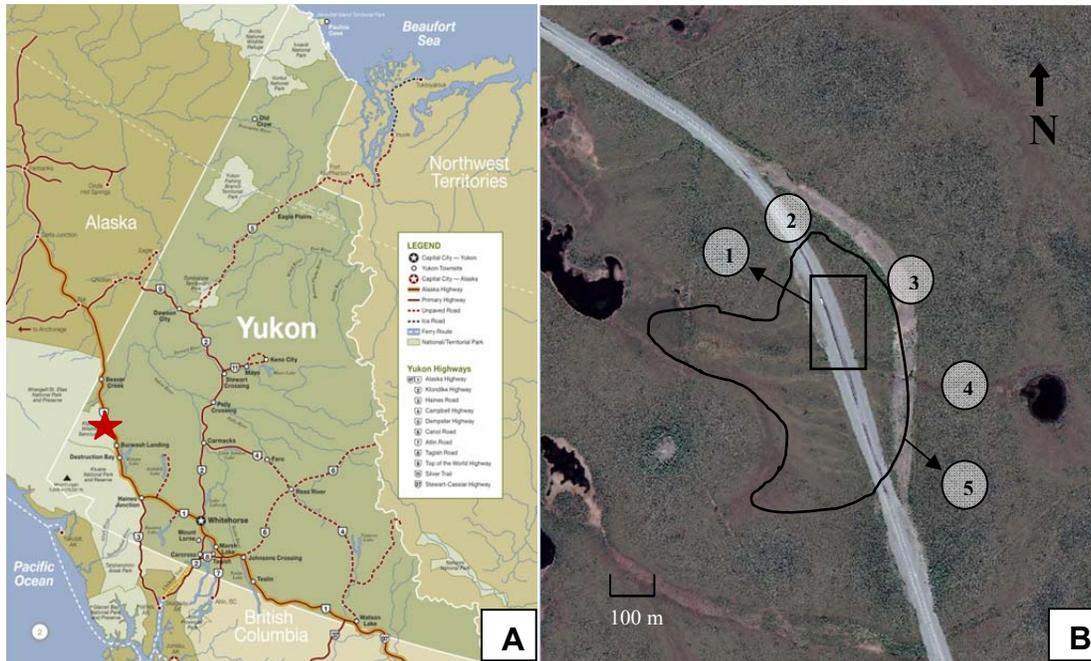


Figure 27. Localisation du site d'étude A. carte du Yukon B. image satellite Quick Bird prise en 2006. 1. Site de mesures 2. Nouvelle route 3. Ancienne route 4. Ruisseau 5. Réseau d'écoulement souterrain

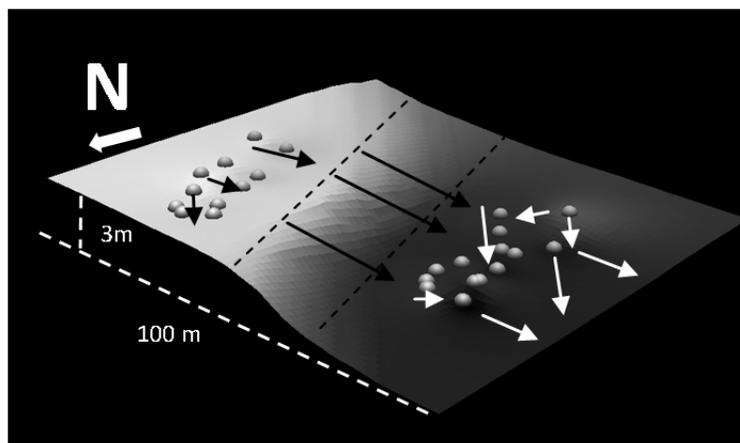


Figure 28. Représentation 3D d'une interpolation de l'altitude de la nappe phrétique au site d'étude le 19 juin 2009 avec une exagération verticale de 5x. Les cercles gris représentent les puits d'observations, les lignes noires pointillées l'emplacement de la route et les flèches l'emplacement des chenaux d'écoulement préférentiels. La couleur la plus claire représente le point le plus élevé (695 m) et la couleur la plus foncée représente le point le plus bas (691.5 m).

5.3.3 Méthodologie

5.3.3.1 Modèles

Le logiciel commercial GEOSTUDIO (éléments finis) a été utilisé pour développer trois différents modèles 2D représentant une section transversale de la route au site d'étude: un modèle d'écoulement souterrain, un modèle de transfert de chaleur par conduction (tenant compte uniquement des variations des températures de l'air) et un modèle de transfert de chaleur conducto-convectif (advection de chaleur provenant de l'écoulement souterrain et transfert de chaleur par conduction).

5.3.3.1.1 Géométrie et réglage initial

La géométrie des différents modèles a été créée à partir d'une simplification des mesures de la microtopographie du terrain (De Grandpré et al. 2010). La stratigraphie a été établie à partir de forages effectués entre 2008 et 2010 et décrits dans De Grandpré et al. (2010). Les modèles ont été construits avec un maillage d'une dimension de 0,5 m au centre de la géométrie et de 0,3 m aux interfaces. Chacun des modèles a simulé les températures pour une durée d'un an, du premier octobre 2008 au 30 septembre 2009.

5.3.3.1.2 Paramètres

Le tableau 7 résume les paramètres utilisés pour les modèles. Les données proviennent majoritairement du terrain et des analyses de laboratoire. Les données qui n'ont pu être mesurées ont été puisées dans la littérature. Les méthodes de collecte et de traitement des données mesurées sur le terrain et en laboratoire ont été décrites dans l'étude de De Grandpré et al. (2011), mis à part la conductivité thermique ainsi que la capacité calorifique de chacune des différentes couches de sol. Celles-ci ont été mesurées *in situ* sur sept échantillons de sol (tourbe (n=3), silt (n=2) et matériel de remblai (n=2)) à partir d'une sonde thermique (*Hukseflux TP08*) reliée à un enregistreur de données automatisé (Campbell Scientific CR1000). L'enregistreur de données automatisé a été programmé pour recueillir les valeurs de conductivité thermique et la capacité calorifique à chaque 0,5 seconde pour une durée de 200 secondes. Les conductivités thermiques gelées ont été dérivées des mesures de terrain à partir de la méthode de Johansen (1975).

Tableau 7. Provenance des paramètres utilisés pour la construction des modèles

Source	Paramètres	
Terrain	Microtopographie (x,y et z)	
	Stratigraphie	
	Altitude de la nappe phréatique amont	
	Altitude la nappe phréatique aval	
	Température du sol	
	Données climatiques	
	Conductivité hydraulique saturée (sols non-gelés)	
	Contenu en eau volumétrique à saturation (sols non-gelés)	
	Contenu en eau volumétrique <i>in situ</i> (sols non-gelés)	
	Conductivité thermique (sols gelés et non-gelés)	
	Capacité thermique volumétrique (sols gelés et non-gelés)	
Laboratoire	Paramètres de Van Genuchten	α
		n
		Porosité
		$m (= 1-1/n)$
	Diamètre pour lequel 10% des particules du sol passent au travers du tamis (D10)	
Diamètre pour lequel 60% des particules du sol passent au travers du tamis (D60)		
Littérature <i>Andersland et Ladanyi 2004</i>	Contenu en eau volumétrique non-gelée à saturation (sols gelés)	
	Conductivité hydraulique saturée (sols gelés)	
	Contenu en eau volumétrique non-gelée résiduel (sols gelés et non-gelés)	
	Limite de liquidité	

5.3.3.1.3 Conditions limites

Le modèle d'écoulement a utilisé pour conditions limites le différentiel de pression entre le côté amont de la route et le côté aval. Le modèle de transfert de chaleur par conduction s'est construit selon trois conditions limites : les variations des températures de surface, la limite du pergélisol (isotherme 0°C) et la température du sol à 11 m de profondeur qui a été déterminée à partir des données de câble à thermistances. Le modèle couplé a utilisé les conditions limites des deux modèles précédents.

Les données de température de l'air ont été compilées à partir de deux stations climatiques présentes au site d'étude. Les températures du sol (10 cm de profondeur) ont été déterminées à partir de facteurs de transformation selon l'équation suivante :

$$T_{sol} = T_{air} \times N \quad [19]$$

Où T_{sol} représente la température du sol (°C), T_{air} est la température de l'air (°C) et N est le facteur de transformation. Les facteurs de transformations pour les sols gelés (N_f) et les sols non-gelés (N_t) sont détaillés dans le tableau 8. Les facteurs de transformation ont été calculés à partir des températures du sol gelé et non-gelé (10 cm de profondeur) et de l'air mesurées *in situ* pour différents types de matériels.

Tableau 8. Facteurs de transformations (N_t et N_f) selon le type de matériel

Facteur de Transformation	Type de Matériel	
	Remblai	Tourbe
N_t	1,145	0,38
N_f	0,5	0,19

Pour déterminer l'emplacement de l'isotherme 0 en condition initiale une interpolation linéaire simple de la profondeur de la couche active a été effectuée à partir des données de température du sol obtenues par les thermistances localisées dans la berme sud-ouest de la route (Figure 29).

5.3.3.1.4 Validation des données

Les données de température simulées par le modèle conducto-convectif ont été validées à partir des données de thermistances mesurées *in situ* à différentes profondeurs (0,1, 1,5, 2,5, 3,5, 4,5 et 6 m).

5.3.3.2 Tassement du sol

Les dépressions visibles au centre de la route ont été mesurées en largeur et en profondeur à trois reprises au cours de l'été 2009, à deux reprises au cours de l'été 2010 et une fois en 2011 à l'aide d'un ruban à mesurer. Ces mesures ont servi à évaluer l'impact des transferts de chaleur (conductif et convectif) sur la dégradation des routes.

5.3.4 Résultats

5.3.4.1 Paramètres

Les valeurs des différents paramètres utilisés par les trois modèles sont présentées dans le tableau 9.

Tableau 9. Valeurs des différents paramètres utilisés pour le modèle d'écoulement et les modèles thermiques pour les différents types de matériel (Remblai, tourbe et silt).

Type de sol	Paramètres	Matériel			
		Remblai	Tourbe	Silt	
Non-gelé	Conductivité hydraulique saturée (K sat)	1×10^{-4}	8.7×10^{-5}	3×10^{-6}	
	Contenu en eau volumétrique résiduel	$0 \text{ m}^3/\text{m}^3$	$0 \text{ m}^3/\text{m}^3$	-	
	Contenu en eau volumétrique à saturation	$0.39 \text{ m}^3/\text{m}^3$	$0.81 \text{ m}^3/\text{m}^3$	$0.36 \text{ m}^3/\text{m}^3$	
	Contenu en eau volumétrique <i>in situ</i>	$0.39 \text{ m}^3/\text{m}^3$	$0.81 \text{ m}^3/\text{m}^3$	$0.36 \text{ m}^3/\text{m}^3$	
	Conductivité thermique	0.83 J/sec/m/°C	0.38 J/sec/m/°C	0.76 J/sec/m/°C	
	Capacité thermique volumétrique	3134911.2 J/m ³ /°C	3499523.8 J/m ³ /°C	2511338.9 J/m ³ /°C	
	Limite de liquidité	0%	-	-	
	Conductivité thermique du minéral	2 J/sec/m/°C	0.38 J/sec/m/°C	2 J/sec/m/°C	
	Chaleur spécifique massique	800 J/g/°C		920 J/g/°C	
	Diamètre passant 10%	1 mm		0.006 mm	
	Diamètre passant 60%	10 mm		0.06 mm	
	Paramètres de Van Genuchten	α		0.0137	
		n		1.359	
		Porosité		85%	
m (= 1-1/n)			0.264		
Gelé	Conductivité hydraulique saturée (K sat)	1×10^{-7}	8.7×10^{-7}	3×10^{-8}	
	Contenu en eau volumétrique non-gelée résiduel	$0 \text{ m}^3/\text{m}^3$	-	-	
	Contenu en eau volumétrique non-gelée à saturation	$0.01 \text{ m}^3/\text{m}^3$	$0.01 \text{ m}^3/\text{m}^3$	$0.06 \text{ m}^3/\text{m}^3$	
	Conductivité thermique	1.45 J/sec/m/°C	1.02 J/sec/m/°C	1.21 J/sec/m/°C	
	Capacité thermique volumétrique	2212294.2 J/m ³ /°C	1836509.4 J/m ³ /°C	1732033.9 J/m ³ /°C	

5.3.4.2 Géométrie

La Figure 29 représente la géométrie et la stratigraphie utilisées pour les trois modèles, qui sont des simplifications de la réalité. La profondeur de la couche active est représentée par la ligne bleue et l'emplacement du câble à thermistances par la ligne rouge. En réponse à la dégradation du pergélisol le matériel de remblai s'est enfoncé dans le sol naturel.

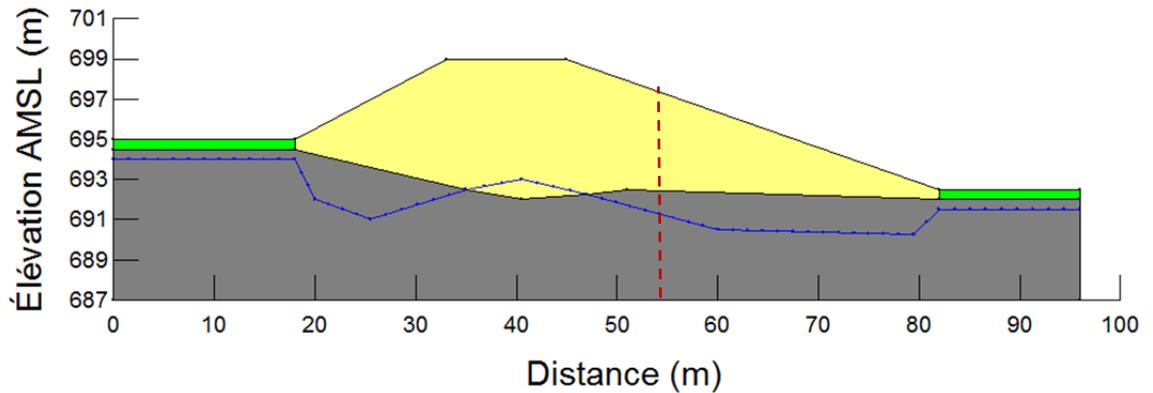


Figure 29. Représentation 2D d'une section transversale de la route qui a été utilisée pour les modélisations. Jaune: matériel de remblai; vert: tourbe; gris: silt; ligne bleue: limite de la couche active et ligne rouge : emplacement du câble à thermistances.

5.3.4.3 Écoulement souterrain

La Figure 30 est le résultat de la modélisation de l'écoulement sous la route. Le sol naturel était saturé toute l'année et l'écoulement a été constant tout le long de la période de dégel de la couche active (juin à octobre). Le modèle a confirmé qu'il y avait un écoulement d'eau sous la route et qu'il s'effectuait perpendiculairement à celle-ci, à une vitesse oscillant entre 1×10^{-4} m/s et 3×10^{-6} m/s (près du sol gelé). L'écoulement était restreint à la zone de couche active et s'effectuait sous la limite de la nappe phréatique (Figure 30, ligne bleue).

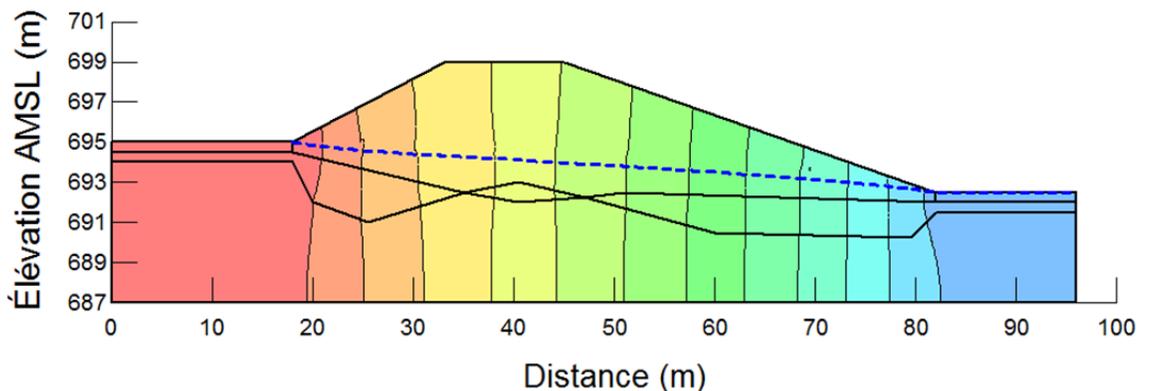


Figure 30. Modélisation 2D de l'écoulement souterrain au site d'étude. La ligne pointillée bleue représente la limite de la nappe phréatique et les différentes couleurs représentent le différentiel de pression entre le côté amont et le côté aval du modèle (rouge : pression la plus élevée; bleu : pression la plus basse).

5.3.4.4 Régime thermique

L'évolution du régime thermique d'une section transversale de la route pour une période d'un an est représentée par les figures 31 à 38. Pour chaque période de temps (1^{er} octobre 2008, 1^{er} février, 1^{er} juin et 1^{er} octobre 2009) les modèles conductif et conducto-convectifs ont été comparés.

5.3.4.4.1 Température

Les différences de température entre les deux modèles survenaient essentiellement dans le matériel de remblai. En période de dégel (juin à octobre) les températures étaient plus chaudes dans le modèle conducto-convectif que dans le modèle par conduction. En période de gel (novembre à mai), les températures étaient plus froides dans le modèle conducto-convectif que dans le modèle par conduction.

5.3.4.4.2 Couche active

Au mois de juin la couche active était de 1,5 m plus profonde dans le modèle couplé que dans le modèle conductif. Cet écart était de 4 m au mois d'octobre, période de l'année où la couche active était la plus profonde pour les deux modèles.

5.3.4.4.3 Zone non-gelée

Une zone non-gelée de 2 à 6 m de profondeur était présente sous la route principalement dans le matériel de remblais dans le modèle conductif jusqu'à la mi-juillet. Une zone non-gelée de 6 à 9 m de profondeur était présente jusqu'à la mi-mars dans le modèle conducto-convectif. Dans les deux cas la zone non-gelée se situait sous toute la largeur de la route et regelait progressivement des côtés vers le centre de la route.

5.3.4.4.4 Validation des données

Les Figures 39 à 44 représentent une comparaison entre les températures modélisées (modèle conductif et modèle couplé) et mesurées à différentes profondeurs le long du câble à thermistances inséré dans le remblai du côté aval (sud-ouest) de la route. Les températures modélisées par le modèle couplé étaient plus près de la réalité et suivaient mieux les tendances que les températures modélisées par le modèle conductif jusqu'à une

profondeur de 6m. À cet endroit, le modèle conductif était légèrement plus près des données mesurées (1°C plus près). La marge d'erreur pour le modèle couplé variait entre 0°C et 3°C selon le moment de l'année et la profondeur, tandis que la marge d'erreur pour le modèle par conduction pouvait atteindre 10°C. L'évolution des températures de surface ont démontré que les modèles prenaient mal en considération l'effet de la chaleur latente, entraînant des températures et tendances erronées au printemps lorsque les températures de l'air étaient près de 0°C (Figure 39).

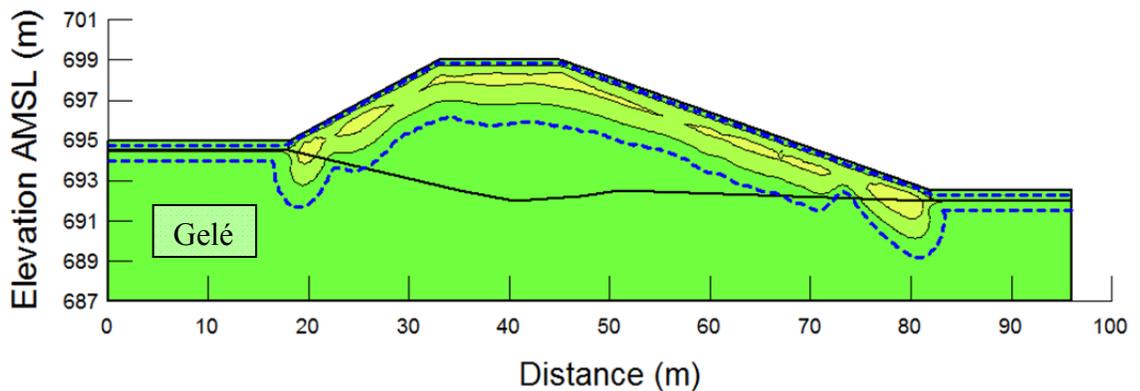


Figure 31. Modélisation des températures du sol d'une section transversale de la route au 1^{er} octobre 2008 selon le modèle de transfert de chaleur conductif. La ligne bleue représente la limite du sol gelé. La couleur jaune représente la température la plus élevée (4°C) et la couleur verte la température la plus basse (0°C).

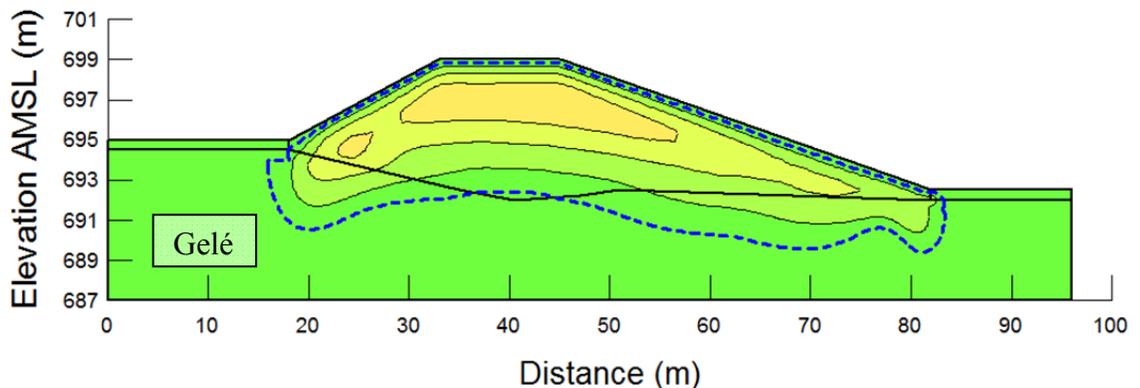


Figure 32. Modélisation des températures du sol d'une section transversale de la route au 1^{er} octobre 2008 selon le modèle de transfert de chaleur couplé (conduction et convection). La ligne bleue représente la limite du sol gelé. La couleur orange représente la température la plus élevée (5°C) et la couleur verte la température la plus basse (0°C).

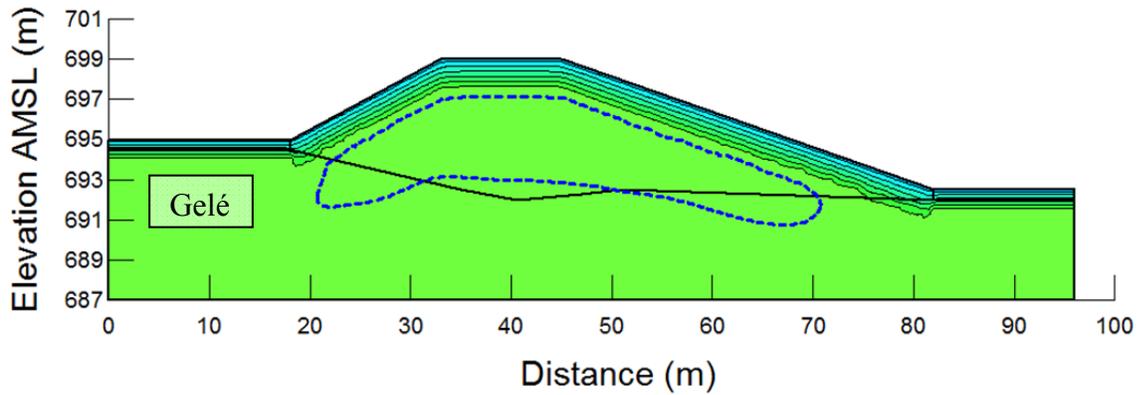


Figure 33. Modélisation des températures du sol d'une section transversale de la route au 1^{er} février 2009 selon le modèle de transfert de chaleur conductif. La ligne bleue représente la limite du sol gelé. La couleur verte représente la température la plus élevée (0°C) et la couleur bleue la température la plus basse (-15°C).

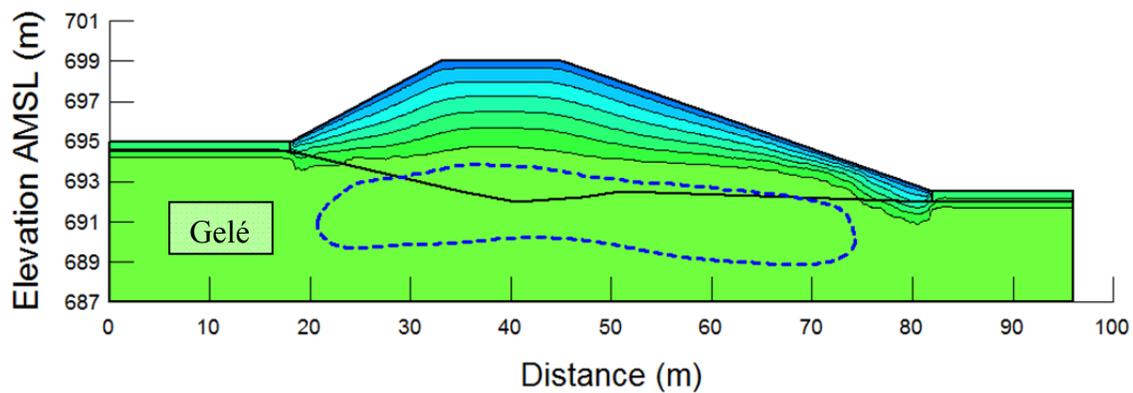


Figure 34. Modélisation des températures du sol d'une section transversale de la route au 1^{er} février 2009 selon le modèle de transfert de chaleur couplé (conduction et convection). La ligne bleue représente la limite du sol gelé. La couleur verte représente la température la plus élevée (0°C) et la couleur bleue la température la plus basse (-15°C).

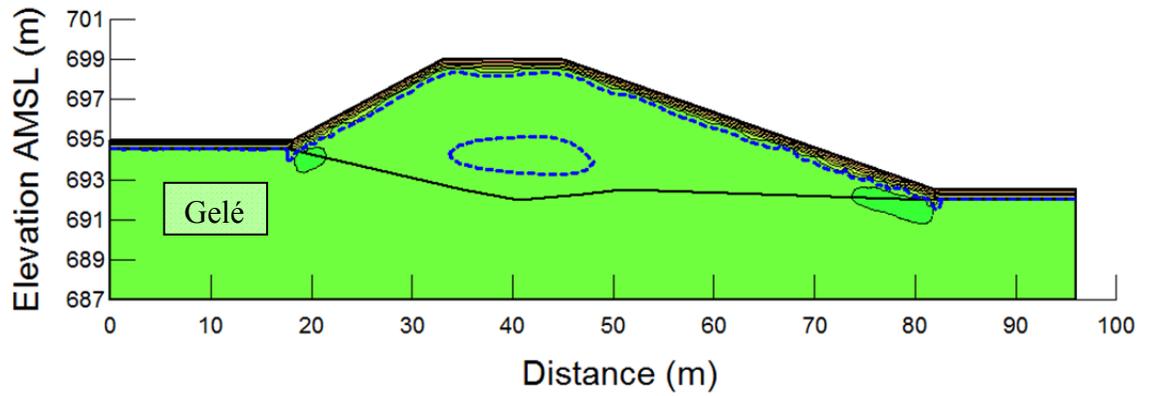


Figure 35. Modélisation des températures du sol d'une section transversale de la route au 1^{er} juin 2009 selon le modèle de transfert de chaleur par conduction. La ligne bleue représente la limite du sol gelé. La couleur rouge représente la température la plus chaude (15°C) et la couleur verte la température la plus froide (0°C).

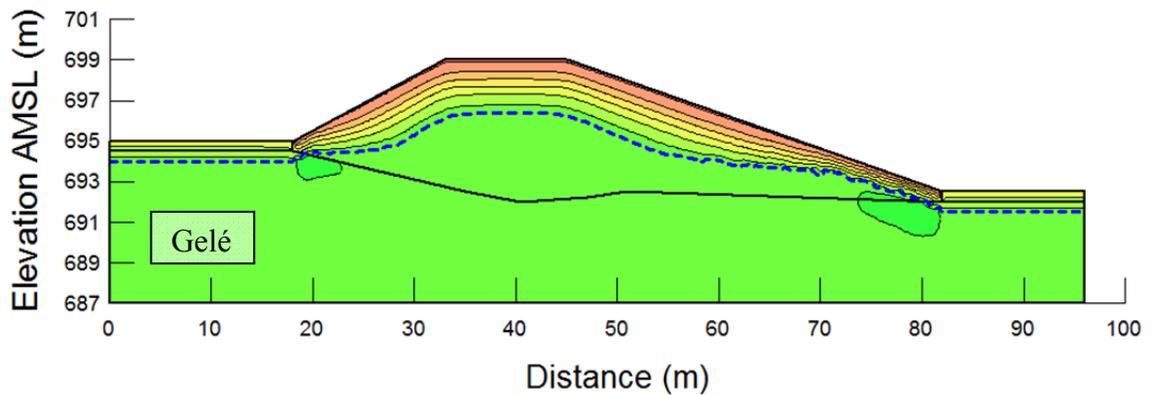


Figure 36. Modélisation des températures du sol d'une section transversale de la route au 1^{er} juin 2009 selon le modèle de transfert de chaleur couplé (conduction et convection). La ligne bleue représente la limite du sol gelé. La couleur rouge représente la température la plus chaude (15°C) et la couleur verte la température la plus froide (0°C).

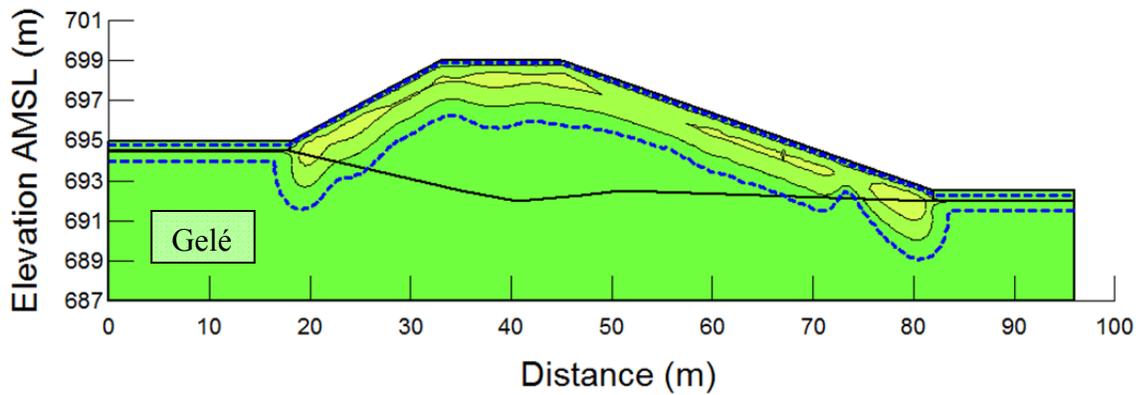


Figure 37. Modélisation des températures du sol d'une section transversale de la route au 1^{er} octobre 2009 selon le modèle de transfert de chaleur conductif. La ligne bleue représente la limite du sol gelé. La couleur jaune représente la température la plus élevée (4°C) et la couleur verte la température la plus basse (0°C).

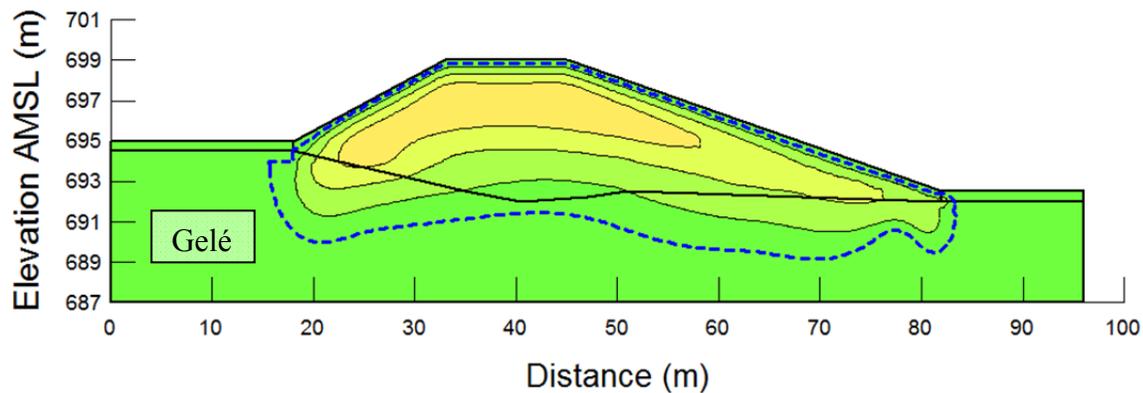


Figure 38. Modélisation des températures du sol d'une section transversale de la route au 1^{er} octobre 2009 selon le modèle de transfert de chaleur couplé (conduction et convection). La ligne bleue représente la limite du sol gelé. La couleur orange représente la température la plus élevée (5°C) et la couleur verte la température la plus basse (0°C).

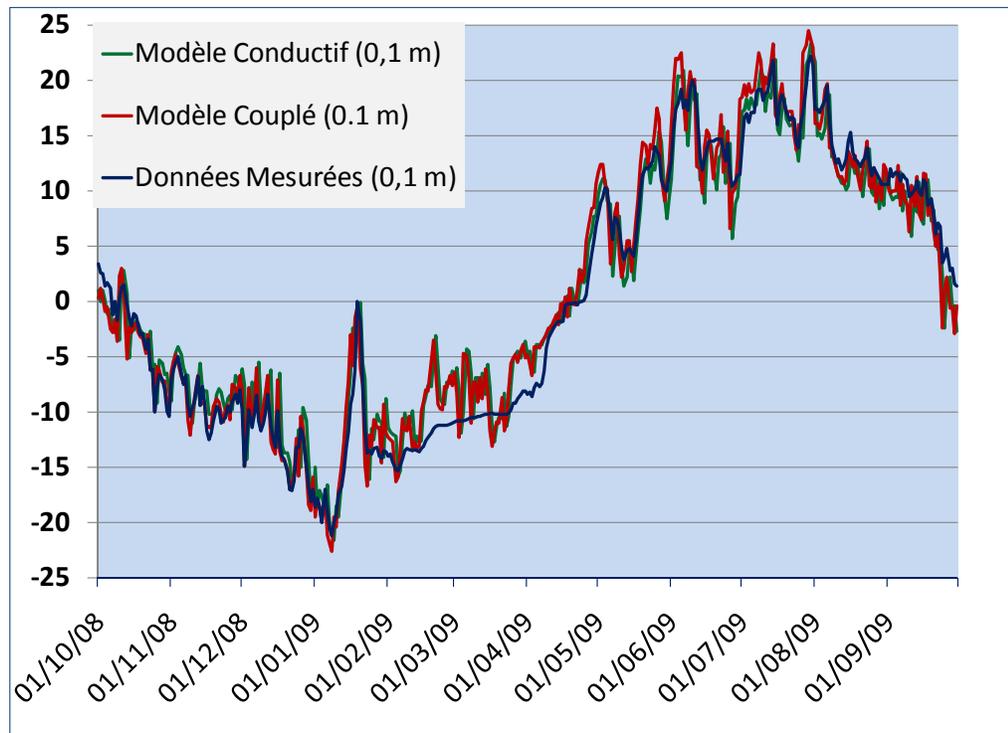


Figure 39. Températures du sol (°C) mesurées (ligne bleue) et modélisées selon les modèles conductif (ligne verte) et conducto-convectif (ligne rouge) pour une période d'un an à 0,1 m sous la route.

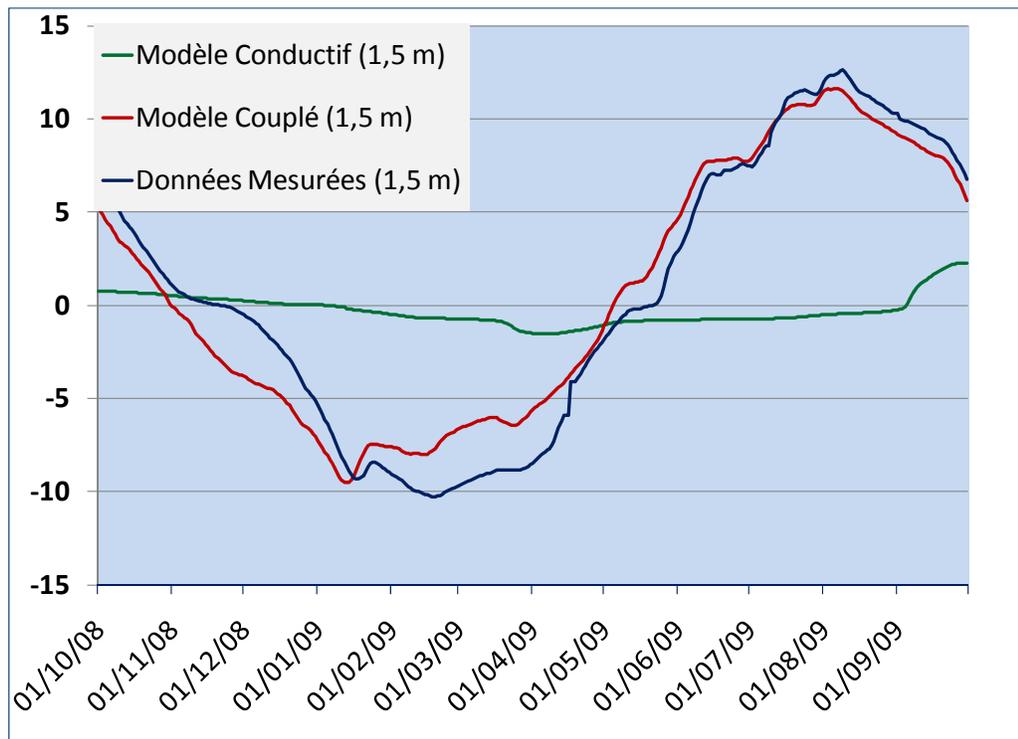


Figure 40. Températures du sol (°C) mesurées (ligne bleue) et modélisées selon les modèles conductif (ligne verte) et conducto-convectif (ligne rouge) pour une période d'un an à 1,5 m sous la route.

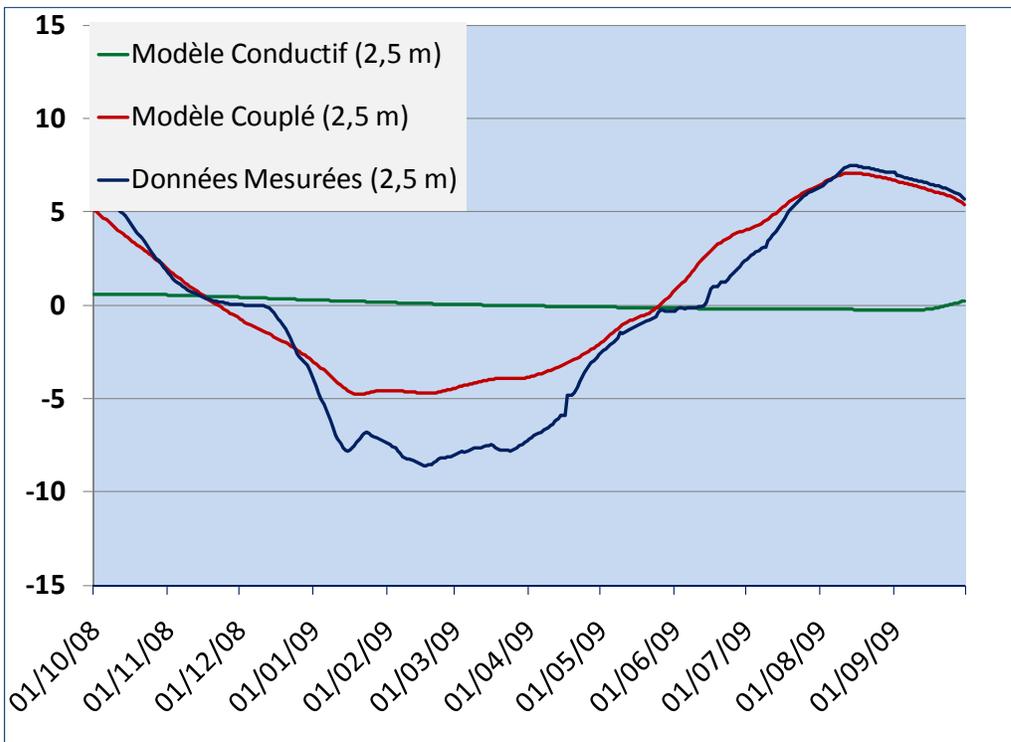


Figure 41. Températures du sol (°C) mesurées (ligne bleue) et modélisées selon les modèles conductif (ligne verte) et conducto-convectif (ligne rouge) pour une période d'un an à 2,5 m sous la route.

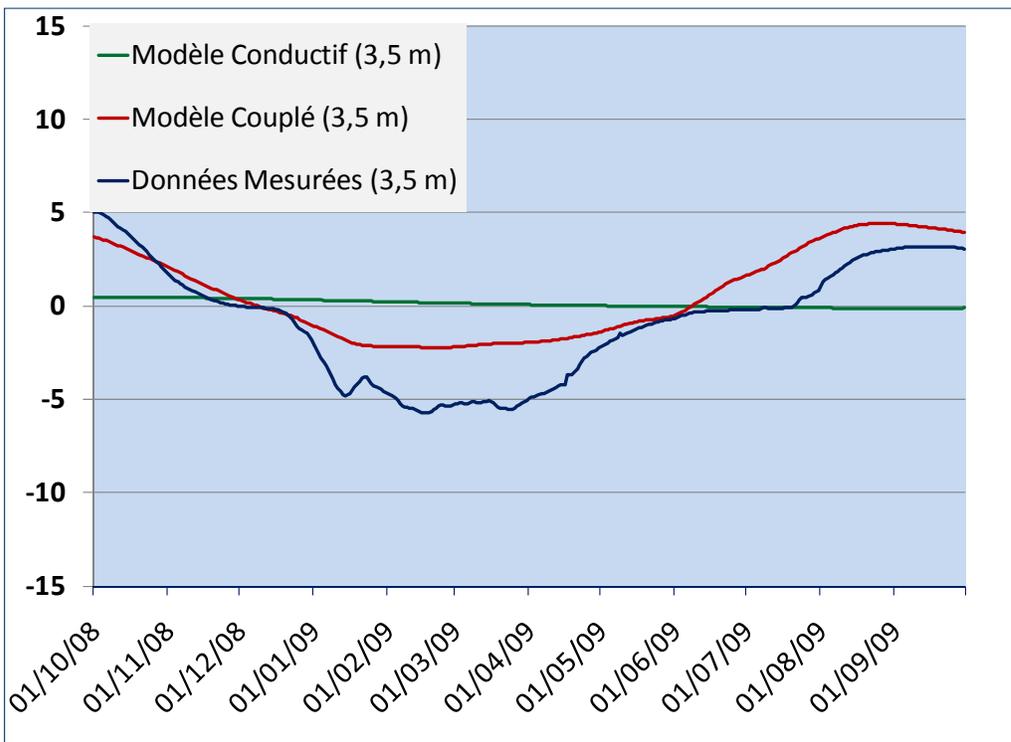


Figure 42. Températures du sol (°C) mesurées (ligne bleue) et modélisées selon les modèles conductif (ligne verte) et conducto-convectif (ligne rouge) pour une période d'un an à 3,5 m sous la route.

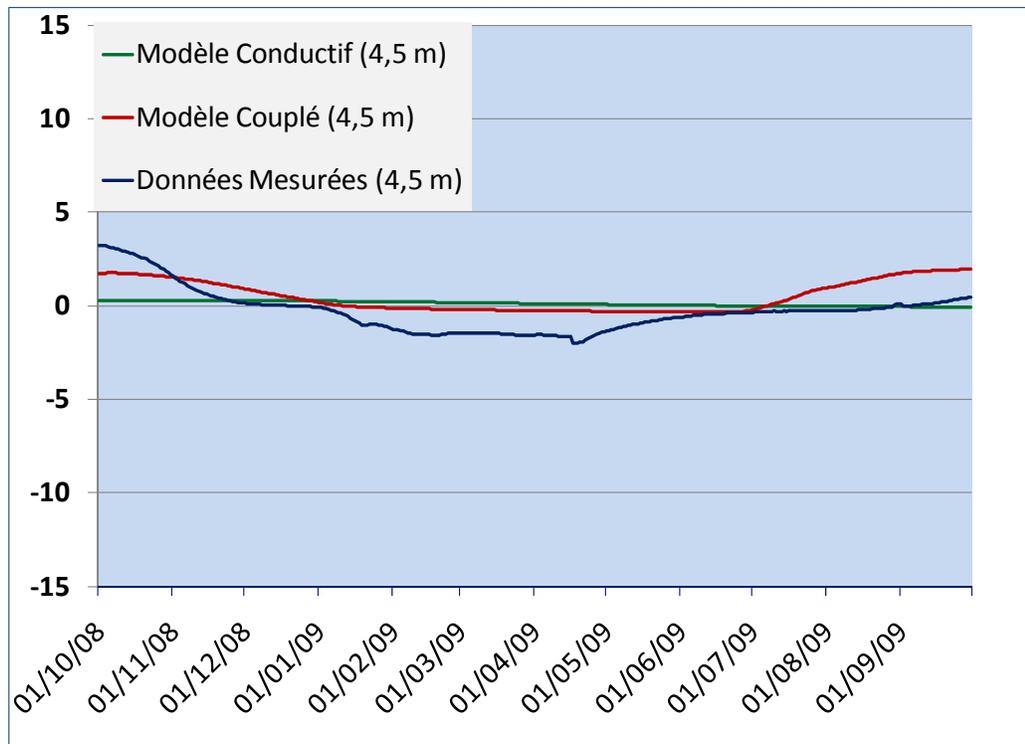


Figure 43. Températures du sol (°C) mesurées (ligne bleue) et modélisées selon les modèles conductif (ligne verte) et conducto-convectif (ligne rouge) pour une période d'un an à 4,5 m sous la route.

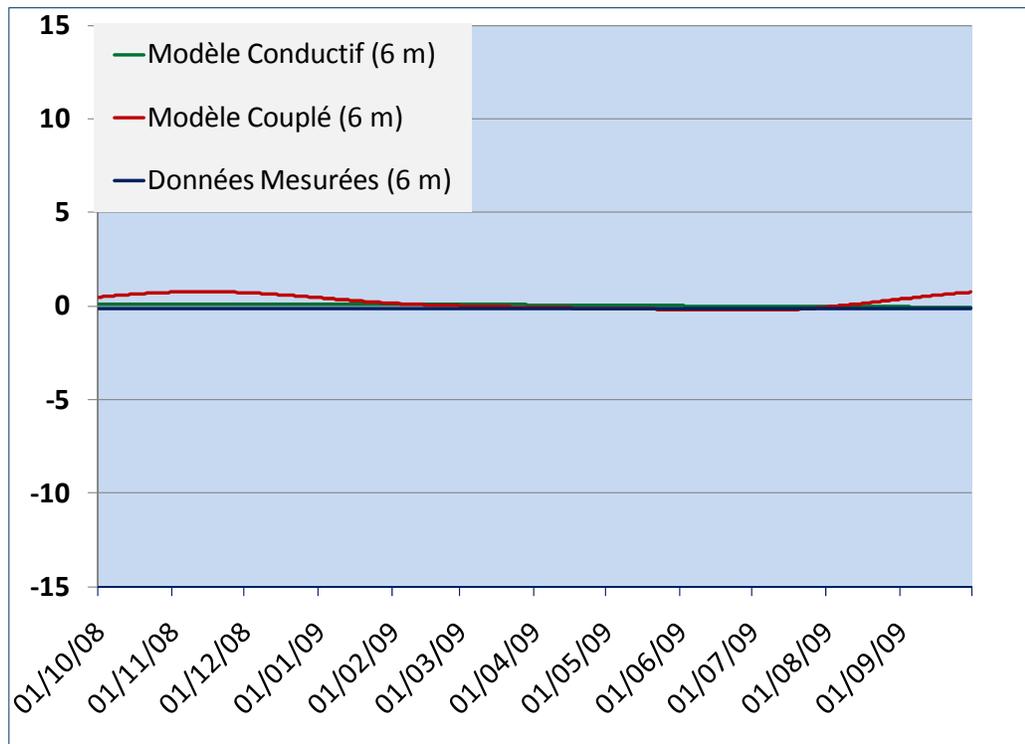


Figure 44. Températures du sol (°C) mesurées (ligne bleue) et modélisées selon les modèles conductif (ligne verte) et conducto-convectif (ligne rouge) pour une période d'un an à 6 m sous la route.

5.3.4.4 Tassement du sol

Les mesures effectuées en 2009 et 2011 ont démontré que la route s'affaissait en son centre de 10 cm par mois entre juin et octobre, soit 40 cm par année. Aucune dépression significative n'a été répertoriée en dehors de la zone centrale. La figure 45 représente les dépressions observées sur la route en juin 2009, 2010 et 2011 et ce, malgré un remblaiement fréquent de la route.



Figure 45. Dépressions observées au centre de la route au site d'étude en juin A) 2009 B) 2010 et C) 2011

5.3.5 Discussion

L'élaboration de modèles d'écoulement et de transfert de chaleur a permis d'obtenir une représentation de la dynamique thermique du sol sous la route. L'aspect le plus intéressant de ces modèles a été l'évolution de la profondeur de la couche active. Le modèle couplé présentait une augmentation de la couche active de 1 m en un an (comparaison entre octobre 2008 et octobre 2009). Ceci a corroboré les observations de terrain qui font état de la présence récurrente de dépressions au centre de la route.

Généralement la dégradation du pergélisol dans un matériel de remblai se fait de l'extérieur vers le centre, là où le pergélisol est le plus épais. Cependant, les observations au site d'étude indiquaient que la dégradation se produisait au centre de la route uniquement. Ce phénomène est en partie explicable par le déblaiement de la neige au centre de la route et de l'accumulation de celle-ci sur les côtés. La neige agit comme isolant thermique entre le sol et l'air froid, entraînant un bilan thermique plus chaud sur les côtés de la route ainsi qu'une fonte accélérée de la glace interstitielle. L'observation de taliks sur les côtés de la route suggère que la dégradation du pergélisol sur les côtés de la route s'était déjà produite et que le pergélisol à cet endroit avait atteint un certain équilibre thermique.

La dégradation du pergélisol au site d'étude a entraîné un approfondissement de la couche active et la formation de taliks, créant un environnement favorable à l'écoulement souterrain et aux transferts de chaleur convectifs qui en découlent. Il en a résulté une accélération de la dégradation du pergélisol sous la route. Les observations de dégradation du sol en surface concordaient avec les simulations du modèle couplé.

En hiver, une zone non-gelée était présente sous la route. Elle était localisée principalement dans le matériel de remblai à une profondeur oscillant entre 2 et 6 m pour le modèle conductif. Dans le modèle couplé cette zone se retrouvait essentiellement dans le matériel de silt à une profondeur entre 6 et 9 m. La profondeur de ces zones non-gelées était directement reliée à la profondeur de la couche active au mois d'octobre de chacun des modèles. Une différence des températures près de la surface était observable entre les deux modèles. Le modèle couplé semblait avoir un flux thermique plus élevé que le modèle conductif. Ceci est explicable par le fait que l'algorithme mathématique pour calculer la fonction de conductivité thermique ainsi que le flux thermique était différente dans les deux modèles. Le modèle conductif calculait la conductivité thermique en fonction de la température en présupposant un contenu volumétrique en eau constant tandis que le modèle couplé calculait la conductivité thermique en fonction du contenu volumétrique en eau du sol.

Au printemps la hausse des températures de l'air a déclenché la hausse des températures dans le sol. L'augmentation des températures a été accélérée par la présence de l'écoulement souterrain près de la surface dans le modèle couplé. Bien qu'une zone non-gelée résiduelle fût présente dans le modèle conductif, les températures près de la surface sont demeurées plus basses que pour le modèle couplé. En été, l'effet combiné de la présence d'un talik et d'une couche active profonde ont entraîné un écoulement optimal sous la route. La couche active a atteint son maximum au mois d'octobre. Les températures de surface ont commencé à descendre sous le point de congélation. La couche active a gelé de façon graduelle permettant l'écoulement de l'eau dans la zone médiane de la couche active et les zones non-gelées jusqu'à la fin du mois de novembre.

Les données de température du sol mesurées à différentes profondeurs ont confirmé que la dynamique du sol modélisée par le modèle couplé était plus proche de la réalité que le

modèle de transfert de chaleur par conduction. L'écart de profondeur de la couche active entre modèle conductif et couplé était de 4 m pour l'année 2009. Selon le modèle couplé, la couche active s'est approfondi de 2 m en un an, pour se situer en octobre 2009 à 1 m sous le matériel de remblai dans la couche de silt riche en glace.

Il faut toutefois être prudent avec les modèles et leurs résultats. Ceux-ci demeurent une représentation de la réalité. Plusieurs limites imputables aux mesures, à l'élaboration du modèle ainsi qu'au logiciel utilisé pour les modélisations sont à considérer. Par exemple, les propriétés géotechniques des sols évoluent avec la profondeur, ce qui n'a pas représenté dans les modèles. Pour le modèle d'écoulement, la complexité de la glace dans le sol (distribution hétérogène et type de glace) n'a pas été représentée. Bien que l'effet des changements de phases (chaleur latente) sur l'évolution des températures du sol ait été évident dans les données mesurées (*zero curtain effect* au printemps et en automne), les modèles thermique et couplé n'ont pas été en mesure de représenter ce phénomène. Une erreur relative à des artefacts de la géométrie et du maillage doit aussi être prise en considération. Les simulations faites sur un an à partir des modèles d'écoulement et de transfert de chaleur ont produits des résultats satisfaisant mais la marge d'erreur risque de s'accroître avec des simulations à plus long terme.

5.3.6 Conclusion

La dégradation du pergélisol est préoccupante pour les infrastructures nordiques. La construction de modèles d'écoulement souterrain et de transfert de chaleur conducto-convectif a permis de mieux comprendre la dynamique et les processus qui opèrent dans les sols gelés. Cette connaissance est essentielle afin de poser les actions nécessaires pour entretenir les infrastructures routières.

Nos résultats ont démontré que le modèle de transfert de chaleur tenant compte de l'advection de chaleur venant de l'écoulement souterrain produisait des données de température beaucoup plus près de la réalité que le modèle thermique conductif. L'eau en mouvement dans le sol entraîne une dégradation accélérée du pergélisol qui se traduit sur les routes par la formation récurrente de fentes de tension et de zones de subsidence. L'écoulement souterrain en milieu de pergélisol doit donc être intégré aux modèles

d'évolution du pergélisol ainsi que dans le design des infrastructures routières afin de mieux représenter la réalité.

Il serait possible d'améliorer le modèle en caractérisant la cryostratigraphie du sol ainsi que l'évolution des propriétés géotechniques avec la profondeur. Toutefois, certaines limites imputables au logiciel sont incontournables, comme l'effet de chaleur latente qui est mal pris en considération au printemps et en automne. Bien que les modèles demeurent une représentation de la réalité, nous croyons qu'avec certains ajustements ils seront suffisamment précis pour évaluer la réponse potentielle du pergélisol face aux changements climatiques futurs.

Références

- Allard, M. *et al.* (2007), *L'impact du réchauffement climatique sur les aéroports du Nunavik: caractéristiques du pergélisol et caractérisation des processus de dégradation des pistes*, Université Laval, Centre d'études nordiques, Rapport à Ouranos, Ressources Naturelles Canada et Transports Québec, 192 p.
- Burn, C.R. et Michel, F. (1987), *Evidence for recent temperature-induced water migration into permafrost from the tritium content of ground ice near Mayo, Yukon Territory, Canada*, *Earth Sciences* **25**, 909-915
- Buteau, S. *et al.* (2004), *Numerical Simulation of the Impacts of Climate Warming on a Permafrost Mound*, *Permafrost and Periglacial Processes* **15**: 41-57.
- Camill, P. (2005), *Permafrost thaw accelerates in boreal peatlands during late-20th century climate warming*, *Climatic Change* **68**: 135–152
- De Grandpré, I., Fortier, D. et Stephani, E. (2012), *Degradation of permafrost beneath a road embankment enhanced by heat advected in groundwater*, *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, [Soumis]
- De Grandpré, I., Fortier, D. et Stephani, E. (2010), *Impact of groundwater flow on permafrost degradation: implications for transportation infrastructures*, *Proceedings de la 6^e Conférence canadienne sur le Pergélisol et de la 63^e Conférence Canadienne de Géotechnique*, Calgary, October 2010, p. 534-540
- Environnement Canada (2002), *Données climatiques de Beaver Creek, Yukon*, Banque nationales d'information et de données climatologiques, Disponible en ligne à www.climat.meteo.gc.ca [Page consultée le 7 mars 2010].
- French, H. (2007), *The Periglacial Environment*, Éditions Wiley, 3e Édition, 478pages
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). (2007), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*, Cambridge University Press, Cambridge, Disponible en ligne à http://www.ipcc.ch/publications_and_data/publications_ipcc_fourth_assessment_report_wg1_report_the_physical_science_basis.htm [Page consultée le 1er avril 2011]
- Jin, H, Zhao, L., Wang, S. et Jin, R (2006) *Thermal regimes and degradation modes of permafrost along the Qinghai-Tibet Highway*, *Science in China Series D: Earth Sciences* **49**(11): 1170—1183.
- Jorgenson, M., Racine, C.H., Walters, J.C. et Osterkamp, T.E. (2001), *Permafrost degradation and ecological changes associated with a warming climate in central Alaska*, *Climatic Change* **48**: 551–579
- 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.

- Kondratiev, V.G. (2008) *Geocryological Problems Associated with Railroads and Highways*, Proceeding de la 9^{ème} Conférence internationale du pergélisol, Fairbanks, p. 977-982
- Liu, X et Chen, B. (2000), *Climatic Warming in the Tibetan Plateau During Recent Decades*, International Journal of Climatology **20**: 1729–1742
- Marchenko, S.S., Gorbunov, A.P. et Romanovsky, V.E. (2007), *Permafrost warming in the Tien Shan Mountains, Central Asia*, Global and Planetary Change **56**(3-4): 311–327
- Nicholls, N., Gruza, G.V., Jouzel, J., Karl, T.R., Ogallo, L.A. et Parker, D.E. (1996), *Observed Climate Variability and Change*, in Houghton, J. et al. (eds.), Climate Change (1995), *The Science of Climate Change, Contribution of Working Group I to the Second Assessment of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Ch. 3), Cambridge University Press, Cambridge, U.K., p. 137–192
- Ogden, A. (2006) *Climate, climate change variability and climate change in the Southwest Yukon*, Northern climate Exchange
- Osterkamp, T. (2005), *The recent warming of permafrost in Alaska*, Global and Planetary Change **49**: 187–202
- Osterkamp, T. et Romanovsky, V. (1999), *Evidence for Warming and Thawing of Discontinuous Permafrost in Alaska*, *Permafrost and Periglacial Process* **10**: 17-37
- Pavlov, A. (1994), *Current changes of climate and permafrost in the arctic and sub-arctic of Russia*, *Permafrost and Periglacial Processes* **5**: 101-110
- Quingbai, W., Yuanlin, Z, and Yonzhi, L. (2002), *Evaluation model of permafrost thermal stability and thawing sensibility under engineering activity*. Cold Regions Science and Technology, **34**: 19–30.
- Rampton, V. (1971), *Late Pleistocene Glaciations of the Snag-Klutlan Area, Yukon Territory*, Geological Survey of Canada, p. 10-13
- Serreze, M.C., Walsh, J.E., Chapin, F.S., Osterkamp, T.E., Dyurgerov, M., Romanovsky, V.E., Oechel, W.C., Morison, J., Zhang, T. et Barry, R.G. (2000), *Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment*, Climatic Change **46**(1-2): 159–207
- Smith, S., Burgess, M., Riseborough, D. et Nixon, F. (2005), *Recent Trends from Canadian Permafrost Thermal Monitoring Network Sites*, *Permafrost and Periglacial Process* **16**: 19–30
- Stephani, E., Fortier, D. Shur, Y., Doré, G., et Stanley, B. (2008) *Preservation of the Alaska Highway*, Proceedings, Ninth International Conference on Permafrost, Fairbanks, U.S.A., 299-300
- Van Everdingen, R., (1998 révisé en mai 2005), *Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms*, Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology
- Woo, M. Kane, D., Carey, S. et Yang, D. (2008), *Progress in Permafrost Hydrology in the New Millennium*, *Permafrost and Periglacial Process* **19**: 237–254
- Zhang, Y., Chen, W. et Riseborough, V.W. (2008A), *Transient projections of permafrost distribution in Canada during the 21st century under scenarios of climate change*, Global and Planetary Change **60**(3-4): 443–456

Chapitre 6. Discussion générale

6.1 Méthodologie et mesures de terrain adaptées aux milieux froids

Très peu de recherches ont été faites jusqu'à maintenant sur l'hydrogéologie du pergélisol et de son impact potentiel sur la dégradation accélérée du sol gelé. La plupart des instruments de mesure et des protocoles méthodologiques pour quantifier l'écoulement souterrain et relever les températures du sol ainsi que ses propriétés géotechniques ont été développés pour les milieux tempérés mais n'ont pas été testés en milieu froid. Le principal défi face aux instruments de mesure est d'être capable de résister aux aléas du climat : basses températures (pouvant descendre sous -40°C) et pression induite par les cycles de gel et de dégel. Les limites méthodologiques s'appliquent aussi à la difficulté d'installer des appareils de mesure dans le sol gelé. Il faut souvent faire appel à de la machinerie lourde, ce qui complique la logistique de terrain et augmente les coûts de la recherche. Finalement, certains instruments doivent être repensés pour qu'ils puissent tenir compte des particularités des sols gelés, comme c'est le cas pour le calcul de la conductivité hydraulique. Contrairement aux milieux tempérés, l'eau dans le pergélisol s'écoule presque exclusivement dans une mince couche sous la surface, avec une conductivité hydraulique verticale presque nulle. Les équations doivent donc être repensées en conséquence. Pour palier à cette problématique il est possible de se tourner vers les modèles pour obtenir une approximation de mesures là où il est impossible de mettre des instruments. Cependant, il faut idéalement développer un modèle ou encore utiliser un logiciel qui tient compte de la dynamique de la glace dans le sol et de la variation des paramètres du sol en fonction des changements de phase de l'eau.

La méthodologie la plus optimale qui a été retenue pour la présente recherche a été un juste milieu entre mesures de terrain précises et coûteuses, mesures expérimentales encore jamais testées et modèles.

6.2 Caractérisation de l'écoulement souterrain en milieu de pergélisol

L'écoulement d'eau au site d'étude s'effectuait perpendiculairement à la route selon le gradient de pente à travers la couche active et les zones de taliks. Les taliks sous la route seraient apparus en raison de la géométrie du remblai et des opérations de déneigement qui entraîne une accumulation de neige sur les côtés de la route. Celle-ci a agit comme isolant, réduisant la perte de chaleur du sol. L'écoulement souterrain a pu aussi se produire dans le matériel silteux possédant une température près de 0°C qui était présent à une profondeur de 4,5 à 7 m sous la surface de la route. Dans ce contexte, de l'eau non-gelée était présente dans le sol en quantité importante ce qui a pu faciliter l'écoulement de l'eau.

L'écoulement souterrain a débuté au mois de juin à la base du matériel de remblai du côté amont de la route. L'écoulement a progressé au même rythme que la progression du dégel dans le matériel grossier du remblai. Le processus a probablement été accéléré par la présence de zones non-gelées sous les pentes de remblais. L'eau a agi comme une source de chaleur en faisant fondre la glace interstitielle. Une fois la glace fondue dans le matériel de remblai, l'eau s'est écoulée à travers le matériel silteux sous-jacent. La conductivité hydraulique du silt aurait augmentée sensiblement grâce à la faible consolidation du sol là où la glace interstitielle a fondue ainsi que par la présence de macropores qui auraient permis un écoulement plus rapide de l'eau dans ce matériel.

À l'automne, l'eau présente sous la route contenait une quantité significative de chaleur latente qui a dû être extraite du sol avant son engel. Ce relâchement d'énergie a ralenti la progression du front de gel dans le sol, ce qui a permis à l'eau de s'écouler dans la partie centrale de la couche active non-gelée jusqu'en novembre. La profondeur de la nappe phréatique a peu varié au long de l'année.

Selon la conductivité hydraulique calculée ainsi que les résultats obtenus du modèle d'écoulement, l'eau a traversé la route dans les zones non-gelées se trouvant sous la limite de la nappe phréatique à une vitesse oscillant entre 1 et 10 m/jour.

L'eau a perdu de la chaleur lorsqu'elle s'écoulait sous la route. Les mesures de température indiquent que la température de l'eau du côté aval de la route était en moyenne de 2 à 4°C plus basse qu'en amont avant de pénétrer sous la route. Cette chaleur a été transférée au sol environnant par des processus conductifs et convectifs, contribuant probablement à une dégradation plus rapide du sol que là où l'écoulement souterrain était absent. Par exemple, le modèle par conduction uniquement a nécessité de 365 jours (1 an) pour que la profondeur de dégel atteigne 3 m. Cette profondeur a été atteinte en 251 jours (8 mois) dans le modèle couplé.

6.3 Caractérisation du régime thermique du pergélisol

Dans une zone saturée caractérisée par la présence d'écoulement souterrain, les modèles ont démontré que la description de l'évolution thermique du pergélisol n'était pas réaliste si l'on ne tenait pas compte de l'advection de chaleur associée au mouvement d'eau. Ainsi, l'évolution du régime thermique du pergélisol au site d'étude a été étroitement liée au comportement de l'eau dans le sol. Au printemps la hausse des températures de l'air a entraîné une hausse des températures dans le sol et un dégel progressif de la couche active. À cette période de l'année les températures de la couche active étaient plus basses que celles du pergélisol sous-jacent, ce qui a entraîné un flux de chaleur du pergélisol vers la couche active en dégel. La hausse des températures a été accélérée par la présence de l'écoulement souterrain près de la surface.

En été, l'effet combiné de la présence d'un talik et d'une couche active profonde ont favorisé l'écoulement sous la route. L'écoulement souterrain a accéléré l'approfondissement de la couche active. Elle a atteint son épaisseur maximale au mois d'octobre alors que les températures de surface ont commencé à s'abaisser sous le point de congélation. L'engel de la couche active a été ralenti par l'écoulement souterrain qui s'est poursuivi dans les taliks et la zone centrale de la couche active jusqu'à la fin du mois de novembre. Ceci a été rendu possible par le changement de phase de l'eau en glace qui a

maintenu les températures à 4,5 m de profondeur près de 0°C pour une certaine période, même si les températures de surface diminuaient rapidement (*zero curtain effect*).

Des profils bimensuels de températures, présentant les températures maximales et minimales pour chaque profondeur à une période de temps donnée, ont été produits à partir des données mesurées par les câbles à thermistances (Annexe B). Selon ces profils, le point se trouvant le plus près de zéro (-0,1 à -0,2°C) tout au long de l'année était celui situé à 6m de profondeur, correspondant à l'horizon de silt riche en glace. Cette zone était saturée en eau tout au long de l'année Ceci corrobore l'hypothèse d'un écoulement d'eau dans une zone riche en glace, sujette aux lentilles et très près de 0°C.

Ces profils ont aussi confirmé la présence d'un *zero curtain effect* entre 2 et 6 m de profondeur entre la mi-novembre et la mi-décembre, et de 4 à 6 m de profondeur de la mi-décembre à la fin janvier.

6.4 Profondeur de dégel et couche active

Selon les modèles, l'écoulement souterrain n'a pas eu un effet drastique sur les températures du sol mais a influencé la profondeur de la couche active de façon importante. Ceci s'explique par l'importante quantité d'énergie requise pour le changement de phase glace-eau. Le sol a dégelé tout en maintenant les températures près du point de congélation (*zero curtain effect*). La couche active s'est approfondie de 2 m en un été seulement, se situant 4 m plus en profondeur qu'au sein d'un environnement où l'écoulement souterrain était absent.

Les profils de températures (courbes trompettes) des données mesurées par les câbles à thermistances nous ont permis d'établir la profondeur de dégel du sol à divers moment de l'année. Le tableau 10 compare les profondeurs de dégel réelles aux profondeurs simulées par les modèles couplé et thermique. Ce tableau confirme que les résultats de la profondeur de dégel du modèle couplé sont très près de la réalité alors que ceux venant du modèle thermique sous-estiment de 1 à 3 mètres les profondeurs de dégel.

Tableau 20. Comparaison des profondeurs de dégel prédites par les modèles thermique et couplé avec les données réelles pour divers moment de l'année 2008-2009.

Mois	Profondeur de dégel (m)		
	Données mesurées	Modèle Couplé	Modèle thermique
Octobre	6	6,5	3
Février	Une zone située entre 5 et 8m de profondeur possède des températures très près de 0°C (-0,1°C à -0,2°C)	Zone non-gelée située entre 4m et 7m de profondeur	Zone non-gelée située entre 2m et 5m de profondeur
juin	2,5	2	1

6.5 Modèles, limites et enjeux

L'élaboration de modèles d'écoulement et de transfert de chaleur nous a permis d'obtenir une représentation de la dynamique thermique du sol sous la route. L'aspect le plus intéressant de ces modèles n'était pas l'évolution des températures mais plutôt l'évolution de la profondeur de la couche active. Les données de température du sol mesurées à différentes profondeurs ont confirmé que la dynamique du sol modélisée par le modèle couplé était plus près de la réalité que le modèle de transfert de chaleur par conduction.

Il faut toutefois être prudent avec les modèles et leurs résultats. Ceux-ci demeurent une représentation de la réalité. Plusieurs limites imputables aux mesures, à l'élaboration du modèle ainsi qu'au logiciel utilisé pour les modélisations sont à considérer. Par exemple, les différentes sous-unités du silt (pauvre et riche en glace) ainsi que leurs propriétés géotechniques respectives n'ont pas été représentées dans le modèle. Pour le modèle d'écoulement, la complexité de la glace dans le sol (distribution hétérogène et type de glace) n'a pas été représentée. Une erreur relative à la géométrie et au maillage doit aussi être prise en considération. Les simulations faites sur un an à partir des modèles d'écoulement et de transfert de chaleur donnent des résultats satisfaisant mais la marge d'erreur risque de s'accroître avec des simulations à plus long terme.

6.6 Dégradation du pergélisol et infrastructures routières

La construction de routes en milieu de pergélisol ainsi que les opérations d'entretien induisent un flux de chaleur dans le sol sous-jacent. Ceci entraîne une dégradation prématurée du pergélisol. Lorsque celui-ci est riche en glace, les flux thermiques entraînent un approfondissement de la couche active, la fonte de la glace dans le sol et une subsidence de la route. Au fil des ans, cette subsidence de la route entraîne l'interception des chenaux d'écoulement souterrain par le matériel de remblai à conductivité hydraulique élevée.

Généralement la dégradation du pergélisol sous un matériel de remblai se fait de l'extérieur vers le centre, là où le remblai est le plus épais. Une subsidence visible au centre de la route indique que la dégradation a déjà eu lieu sur les côtés de la route, probablement causé par l'accumulation de neige l'hiver qui agit comme un isolant contre l'air froid. Cette dégradation entraîne un environnement favorable à l'écoulement souterrain et aux transferts de chaleur convectifs qui en découlent. Il en résulte une accélération de la dégradation du pergélisol sous la route. Par exemple, le modèle couplé présentait un épaissement de la couche active de 1 m en un an (comparaison entre octobre 2008 et octobre 2009). Cela a corroboré les observations de terrain qui faisaient état de la présence récurrente de dépressions et de fissures de tension au centre de la route et laisse supposer que l'écoulement souterrain sous la route à travers les années dégradera le pergélisol ainsi que la route elle-même de façon accélérée.

Chapitre 7. Conclusion

Les changements climatiques affectent de façon préoccupante le pergélisol dans le Nord canadien, entraînant un déséquilibre thermique du sol et une réorganisation du système hydrologique. Afin d'étudier adéquatement ces changements une méthodologie adaptée aux environnements froids a été élaborée.

Les résultats de la recherche ont démontré qu'un écoulement souterrain s'effectuait au site d'étude sous la route par le biais de chenaux d'écoulement préférentiels à travers la couche active, les taliks et le matériel silteux. Cet écoulement a contribué à la dégradation accélérée du pergélisol à travers différents processus de transfert de chaleur conducto-convectifs. L'eau perdait de 2 à 4°C lorsqu'elle s'écoulait sous la route. Cette perte de chaleur vers les sols encaissants a entraîné un approfondissement de la couche active modélisé à 4 m plus profond qu'un environnement sans écoulement d'eau.

La construction de modèles d'écoulement souterrain et de transfert de chaleur conducto-convectif nous a permis de mieux comprendre la dynamique et les processus qui opèrent dans les sols gelés. Nos résultats ont démontré que le modèle de transfert de chaleur tenant compte de l'apport de chaleur convectif venant de l'écoulement souterrain produisait des données de température beaucoup plus près de la réalité que le modèle thermique tenant compte uniquement de la hausse des températures de l'air.

Ainsi, la présence de l'eau en mouvement dans le sol a entraîné une dégradation accélérée du pergélisol qui s'est traduite par la formation récurrente de fentes de tension et de zones d'effondrement dans la route à l'étude. L'impact de l'écoulement souterrain sur la dégradation du pergélisol a été mesuré et quantifié dans le contexte d'une infrastructure routière mais le phénomène est similaire dans tous les environnements nordiques à pergélisol près de 0°C. Comme la construction et l'entretien d'infrastructures sur remblai en milieu de pergélisol entraîne généralement une hausse des températures du sol sous-jacent, l'évolution thermique observée et modélisée sous la route est le reflet de ce qui se passera en milieu naturel avec les changements climatiques attendus.

Ce travail de recherche jette les bases sur l'étude des processus hydrologiques dans un pergélisol en pleine évolution. Plusieurs questions demeurent sans réponse et une multitude d'aspects méritent d'être poussés plus loin. En améliorant la méthodologie il sera possible de recueillir davantage de données de terrain fiables au site d'étude. Ces données pourront être utilisées pour raffiner les modèles avec des données réelles plutôt qu'avec des valeurs estimées. Le modèle lui-même pourra être amélioré en développant des équations et algorithmes tenant compte des paramètres clés en milieu de pergélisol, dont la distribution de la glace dans le sol. Avec une bonne description cryostratigraphique, ces modèles seront suffisamment précis pour quantifier le tassement annuel de la route. Le modèle pourra aussi être utilisé conjointement avec des scénarios de changements climatiques pour avoir un indice de l'ampleur de la dégradation du pergélisol à travers le temps.

Bibliographie

- Allard, M., Fortier, R., Sarrazin, D., Calmels, F., Fortier, D., Chaumont, D., Savard, J-P. et Tarussov, A. (2007), *L'impact du réchauffement climatique sur les aéroports du Nunavik: caractéristiques du pergélisol et caractérisation des processus de dégradation des pistes*, Université Laval, Centre d'études nordiques, Rapport à Ouranos, Ressources Naturelles Canada et Transports Québec, 192 pages
- Amoozegar, A. et Wilson, G.V. (1999), *Methods for measuring hydraulic conductivity and drainable porosity*, Agricultural drainage. Agron. Monogr. 38. ASA, CSSA, and SSSA, Madison, WI. R. W. S. a. J. v. Schilfgaard: 1149–1205.
- Andersland, O. et Ladanyi, B. (2004), *Frozen ground engineering*, second edition, American Society of Civil Engineer & John Wiley & Sons, Inc., 363 pages.
- Anderson, D.M. and Banin, A. (1975), *Soil and Water and Its Relationship to Origin of Life*, *Origins of Life* **6**: 23-36
- Anisimov, O.A., et Nelson, F.E. (1997), *Permafrost zonation and climate change in the northern hemisphere: results from transient general circulation models*, *Climatic Change* **35**(2): 241–258
- Anisimov, O.A. et Nelson, F.E. (1996), *Permafrost distribution in the Northern Hemisphere under scenarios of climatic change*, *Global and Planetary Change* **14**(1-2): 59-72
- ASTM Standard D-422. (2007), *Standard Test Method for Particle-Size Analysis of Soils*. ASTM International, West Conshohocken, PA.
- ASTM Standard D-4959 (2000), *Standard Test Method for Determination of Water (Moisture) Content of Soil By Direct Heating*, ASTM International, West Conshohocken, PA.
- Bear, J., Zaslavsky, D. and Irmay, S. (1968), *Physical Principles of Water Percolation and Seepage*, UNESCO, Paris, 306 pages
- Beaulac, I., et Doré, G. (2006), *Permafrost degradation and adaptations of airfields and access roads, Nunavik, Quebec, Canada*, in Davies, M., and Zufelt, J., eds., *Cold Regions Engineering 2006*, **13**: Orono, ME, ASCE, p. 11
- Bell, R.W. et Schofield, N.J. (1990), *Design and application of a constant head well permeameter for shallow high saturated hydraulic conductivity soils*, *Hydrological Processes* **4**(4): 327-342
- Boike, K. Roth, K. et Overduin, P. (1998), *Thermal and hydrologic dynamics of the active layer at a continuous permafrost site (Taymyr Peninsula, Siberia)*, *Water resources research*, **34**(3): 355-363
- Bouwer, H. (1989), *The Bouwer and Rice Slug test - an update*, *Ground Water* **27**(3): 304-309
- Bouwer, H. et Rice, R.C (1976), *A Slug Test for Determining Hydraulic Conductivity of Unconfined Aquifers with Completely or Partially Penetrating Well*, *Water Resource Research* **12**(3): 423-428
- Brown, J., Brockett, B.E. and Howe, K.E., (1984), *Interaction of Gravel Fills, Surface Drainage, and Culverts with Permafrost Terrain: Fairbanks*, State of Alaska Department of Transportation and Public Facilities, p. 41
- Burn, C.R. (2005), *Lake-bottom Thermal Regimes, Western Arctic Coast, Canada*, *Permafrost and Periglacial Processes* **16**(4): 355-367
- Burn, C.R. (2004), *Permafrost, Overview and 26 contributions for individual ecoregions* In *Ecoregions of the Yukon Territory*, Edited by C.A.S. Smith, J.C. Meikle, and C.R. Roots. Yukon Territorial Government, p. 32-35
- Burn, C.R. et Michel, F.A. (1987), *Evidence for recent temperature-induced water migration into permafrost from the tritium content of ground ice near Mayo, Yukon Territory, Canada*, *Earth Sciences* **25**(6): 909-915
- Buteau, S., Fortier, R., Delisle, G. et Allard, M. (2004), *Numerical Simulation of the Impacts of Climate Warming on a Permafrost Mound*, *Permafrost and Periglacial Processes* **15**(1): 41-57.
- Camill, P. (2005), *Permafrost thaw accelerates in boreal peatlands during late-20th century climate warming*, *Climatic Change* **68**: 135–152
- Carey, S.K., Quinton, W.L. et Goeller, N.T. (2007), *Field and laboratory estimates of pore size properties and hydraulic characteristics for subarctic organic soils*, *Hydrological Processes* **21**(19): 2560-2571

- Casanova, M., Messing, I. et Joel, A. (2000), *Influence of aspect and slope gradient on hydraulic conductivity measured by tension infiltrometer*, Hydrological Processes **14**(1): 155-164
- Casey, F.X.M. et Derby, N.E. (2002), *Improved Design for an Automated Tension Infiltrometer*, Soil Science Society of America Journal **66**(1): 64-67
- Cho, W., Lee J., et Chun, K. (1999), *The temperature effects on hydraulic conductivity of compacted bentonite*, Applied Clay Science **14**(1-3): 47-58
- Christiansen , H. H. , Etzelmuller B., Isaksen , K., Juliussen , H., Farbrot , H., Humlum , O., Johansson , M., Ingeman-Nielsen , T., Kristensen , L., Hjort , J., Holmlund , P., Sannel , A. B. K., Sigsgaard , C., kerman, H. J. A., Foged , N., Blikra , L. H., Pernosky , M. A. et Ødegard , R. S. (2010), *The Thermal State of Permafrost in the Nordic Area during the International Polar Year 2007–2009*, Permafrost and Periglacial Processes **21**: 156–181
- Ciro, G.A. et Alfaro, M.C. (2006), *Adaptation strategies for road embankments on permafrost affected by climate warming*, EIC Climate Change Conference, Ottawa, Mai 2006, p.1-10
- Dampier, L., Sanborn, P., Bond, J., Clague, J.J. et Smith, S. (2008), *Soil genesis in relation to glacial history in central Yukon*, Yukon Exploration and Geology, p.113-124
- Darrow, M.M. (2011), *Thermal modeling of roadway embankments over permafrost*. Cold Regions Science and Technology **65**: 474-487
- De Grandpré, I., Fortier, D. et Stephani, E. (2012), *Degradation of permafrost beneath a road embankment enhanced by heat advected in groundwater*, Journal Canadien des Sciences de la Terre, [Soumis]
- De Grandpré, I., Fortier, D. et Stephani, E. (2010), *Impact of groundwater flow on permafrost degradation: implications for transportation infrastructures*, Proceedings de la 6^e Conférence canadienne sur le Pergélisol et de la 63^e Conférence Canadienne de Géotechnique, Calgary, October 2010, p. 534-540
- Deming, D., Sass, J.H., Lachenbrunch, A.H. et De Rito, R.F. (1992), *Heat flow and subsurface temperature as evidence for basin-scale ground-water flow, North Slope of Alaska*, Geological Society of America Bulletin **104**(5): 528-542
- Doulati Ardejani, F., Singh, R.N, Baafi, E. et Porter, I. (2003), *A finite Element Model to : 1. Predict Groundwater Inflow to Surface Mining Excavation*, Mine Water and the Environment **22**(1): 31-38
- Doulati Ardejani, F. F., Singh, R.N, Baafi, E. et Porter, I. (2003A), *A finite Element Model to: 2. Simulate Groundwater Rebound Problem in Back Field Open Cut Mine*, Mine Water and the Environment **22**(1): 39-44
- Egginton, P.A. et Dyke, L.D. (1990), *Apparent Hydraulic Conductivities Associated with Thawing, Frost-susceptible Soils*, Permafrost and Periglacial Processes **1**(1): 69-77
- Environment Canada (2002), *Données climatiques de Beaver Creek, Yukon*, Banque nationales d'information et de données climatologiques, Disponible en ligne à www.climat.meteo.gc.ca [Page consultée le 7 mars 2010].
- Fetter, C. (1980), *Applied hydrogeology*, Columbus, Ohio, Merrill Publishing Compagny, 488 pages
- Finsterle, S., Doughty, C., Kowalsky, M.B., Moridis, G.J., Pan, L., Xu, T., Zhang, Y. et Pruess, K. (2008), *Advanced Vadose Zone Simulations using TOUGH*, Vadose Zone Journal **7**: 601-609
- Finsterle, S. (2004), *Multiphase Inverse Modeling: Review and iTOUGH2 Applications*, Vadose Zone Journal **3**: 747-762
- Fortier, D., Allard, M. et Shur, Y. (2007), *Observation of Rapid Drainage System Development by Thermal Erosion of Ice Wedges on Bylot Island, Canadian Arctic Archipelago*, Permafrost and Periglacial Process **18**(3): 229–243
- Fortier, D. et Allard, M. (2005), *Frost-cracking conditions, Bylot Island, Eastern Canadian Arctic archipelago*, Permafrost and Periglacial Processes, **16**(2): 145-161.
- Fortier, R. et Bolduc, M. (2008), *Thaw settlement of degrading permafrost: A geohazard affecting the performance of man-made infrastructures at Umiujaq in Nunavik (Québec)* in J. Locat, D. Perret, D. Turmel, D. Demers and Leroueil, S. (2008), Proceedings of the 4th Canadian Conference on Geohazards : From Causes to Management, Presse de l'Université Laval, Québec, pp. 279-286.
- French, H. (2007), *The Periglacial Environment*, Éditions Wiley, 3e Édition, 478pages
- Fuller, T. et Jackson, L. (2005), *Quaternary Geology of the Yukon Territory*, Yukon Geological Survey, p.1-3

- Gaidi, L. et Alimi-Ichola, I. (2000), *Etude des caractéristiques hydrodynamiques des sols par la méthode TDR (time domain reflectometry)*, Bulletin of Engineering Geology and the Environment **59**(3): 247–255
- Gnatowski, T., Szatylowicz, J., Brandyk, T. et Kechavarzi, C. (2009), *Hydraulic properties of fen peat soils in Poland*, Geoderma 10147, 8 pages
- Godin, E. et Fortier, D. (2011), *Geomorphology and spatio-temporal characterization of a thermo-erosion gully in the valley of glacier C-79, Bylot Island, Nunavut, Canada*, Journal Canadien des Sciences de la Terre, [En soumission]
- Godin, E. et Fortier, D. (2010), *Geomorphology of thermo-erosion gullies – case study from Bylot Island, Nunavut, Canada*, Proceedings of 6th Canadian Permafrost Conference and 63rd Canadian Geotechnical Conference, Calgary, September 12-15
- Hansson, K. et Lundin, L. (2006), *Equifinality and sensitivity in freezing and thawing simulations of laboratory and in situ data*, Cold Regions Science and Technology **44**: 20-37
- Hansson, K., Simunek, J., Misoguchi, M., Lundin, L. et van Genuchten, M.T. (2004), *Water Flow and Heat Transport in Frozen Soil: Numerical Solution and Freeze–Thaw Applications*, Vadose Zone Journal **3**: 693–704
- Harris, C., Mühll, D.V., Isaksen, K., Haerberli, W., Sollid, J.L., King, L., Holmlund, P., Dramis, F., Guglielmin, M. et Palacios, D. (2003), *Warming permafrost in European mountains*, Global and Planetary Change **39**(3-4): 215–225
- Hart, C. (2005), *The Geological Framework of the Yukon Territory*, Yukon Geological Survey, 5 pages
- Hayashi, M. et Quinton, W. (2004), *A constant-head well permeameter method for measuring field-saturated hydraulic conductivity above an impermeable layer*, Canadian Journal of Soil Science **84**(3): 255-264
- Heath, R. (1983), *Basic ground-water hydrology*, North Carolina. Dept. of Natural Resources and Community Development, U.S. Geological Survey, 84 pages
- Heffner, T. (2008), *The role of Glacial Lakes in the Pre-Contact Human History of Southwest Yukon Territory: A Late Drainage Hypothesis*, The Northern Review **29**: 85-104
- Hinkel, K. et Outcalt, S. (1994), *Identification of Heat-Transfer Processes during Soil Cooling, Freezing, and Thaw in Central Alaska*, Permafrost and Periglacial Processes **5**: 217-235
- Hinzman, L. D., Bettez, N., Bolton, W. R., Chapin, F. S., Dyurgerov, M. B., 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., Nolan, M., 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., Winker, K. S. and Yoshikawa, K.. 2005. Evidence and implications of recent climate change in northern Alaska and other Arctic regions. Climatic Change, **72**: 251–298.
- Hodgson, R. et Young, K. (2001), *Preferential groundwater flow through a sorted net landscape, arctic Canada*, Earth Surface Processes and Landforms **26**(3): 319–328
- Hoekstra, P. et Delaney, A. (1974), *Dielectric Properties of Soils at UHF and Microwave Frequencies*, J. Geophys. Res., **79**(11): 1699–1708.
- Hussen, A.A. et Warrick, A.W. (1993), *Alternative Analyses of Hydraulic Data From Disc Tension Infiltrometers*, Water Resources Research **29**(12): 4103-410
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). (2007), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*, Cambridge University Press, Cambridge, Disponible en ligne à http://www.ipcc.ch/publications_and_data/publications_ipcc_fourth_assessment_report_wg1_report_the_physical_science_basis.htm [Page consultée le 1er avril 2011]
- Jenness, J.L. (1948), *Permafrost in Canada*, Arctic **2**(1): 13-27
- Jin, H., Wei, Z., Wang, S., Yu, Q., Lü, L., Qingbai, W. et Yanjun, J. (2008), *Assessment of frozen-ground conditions for engineering geology along the Qinghai–Tibet highway and railway, China*, Engineering Geology **101**(3-4): 96-109.
- Jin, H., Yu, Q., Lü, L., Guo, D., He, R., Yu, S., Sun, G. et Li, Y. (2007), *Degradation of Permafrost in the Xing'anling Mountains, Northeastern China*, Permafrost and Periglacial Processes **18**(3): 245-258.

- Jin, H, Zhao, L., Wang, S. et Jin, R. (2006) *Thermal regimes and degradation modes of permafrost along the Qinghai-Tibet Highway*, Science in China Series D: Earth Sciences **49**(11): 1170—1183.
- Johansen, O. (1975) *Thermal conductivity of soils*. Thèse de Doctorat, Université Trondheim, 236 pages.
- Johnson, D.O., Arriaga, F.J. et Lowery, B. (2005), *Automation of a falling head permeameter for rapid determination of hydraulic conductivity of multiple samples*, Soil Science Society of America Journal **69**(3): 828-833
- Jorgenson, M., Racine, C.H., Walters, J.C. et Osterkamp, T.E. (2001), *Permafrost degradation and ecological changes associated with a warming climate in central Alaska*, Climatic Change **48**: 551–579
- 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
- Kane, D.L., Hinzman L. et Zarling, J. (1991) *Thermal response of the active layer to climatic warming in a permafrost environment*, Cold Regions Science and Technology **19**(2): 111-122
- Kargas, G. et Kerkides, P. (2008), *Water Content Determination in Mineral and Organic Porous Media by ml2 Theta Probe*, Irrig. and Drain. **57**(4): 435–449
- Kneisel, C., Hauck, C., Fortier, R. et Moorman, B. (2008), *Advances in Geophysical Methods for Permafrost Investigations*, Permafrost and Periglacial Processes **19**: 157–178
- Kondratiev, V.G. (2008), *Geocryological Problems Associated with Railroads and Highways*, Proceeding de la 9^{ème} Conférence internationale sur le pergélisol, Fairbanks, p. 977-982
- Konrad, J.-M. et Morgenstern, N.R. (1981), *The segregation potential of a freezing soil*, Canadian Geotechnical Journal **18**: 482–491
- Koui, K., Zhou, W. et Huang, S. (2009), *A Two-Dimensional Numerical Heat transfer Solution for Frost Heave Prediction Using the Segregation Potential Concept* Proceeding de la 9^{ème} Conférence internationale sur le pergélisol, Fairbanks, p. 941-946
- Larouche, M. (2010) , *Interaction entre la dégradation accélérée du pergélisol discontinu et l'organisation du réseau de drainage, Québec subarctique*, Mémoire de maîtrise, Département de géographie, Faculté de foresterie, de géographie et de géomatique, Université Laval, Québec, 111 pages
- Lawrence, D.M. et Slater, A.G. (2005), *A projection of severe near-surface permafrost degradation during the 21st century*, Geophysical Research Letters **32**: L24401
- Li, G., Luk, S. H., et Cai, Q. G. (1995), *Topographic zonation of infiltration in the hilly loess region, North China*, Hydrological Processes **9**: 227-235.
- Liu, X et Chen, B. (2000), *Climatic Warming in the Tibetan Plateau During Recent Decades*, International Journal of Climatology **20**: 1729–1742
- Mackay, J.R. (1988), *Catastrophic lake drainage, Tuktoyaktuk Peninsula area, District of Mackenzie*. In *Current research, part D*. Geological Survey of Canada, Paper 88-1D, p. 83–90.
- Mackay, J.R. (1983), *Downward water movement into frozen ground, western arctic coast, Canada*, Earth sciences **20**(1): 120-134
- Marchenko, S.S., Gorbunov, A.P. et Romanovsky, V.E. (2007), *Permafrost warming in the Tien Shan Mountains, Central Asia*, Global and Planetary Change **56**(3-4): 311–327
- Marsh, P. et Neumann, N.N. (2001), *Processes controlling the rapid drainage of two ice-rich permafrost-dammed lakes in NW Canada*, Hydrological processes **15**(18): 3433–3446
- Masroui, F., Bicalho, K.V. et Kawai, K. (2008), *Laboratory Hydraulic Testing in Unsaturated Soils*, Geotechnical and Geological Engineering **26**(6): 691-704
- Maxwell, B. (1997), *Responding to global climate change in Canada's Arctic, Volume II*, Canada country Study, Environnement Canada, 82 pages
- Mazhitova, G., Karstkarel, N., Oberman, N., Romanovsky, V.E. et Kuhry, P. (2004), *Permafrost and Infrastructure in the Usa Basin (Northeast European Russia): Possible Impacts of Global Warming*, *Ambio* **33**: 289-294.

- McCauley, C., White, D., Lilly, M. et Nyman, D. (2002), *A comparison of hydraulic conductivities, permeabilities and infiltration rates in frozen and unfrozen soils*, Cold Regions Science and Technology **34**: 117–125.
- McKenzie, J.M., Voss, C.I. et Siegel, D.I. (2007), *Groundwater flow with energy transport and water-ice phase change: Numerical simulations, benchmarks, and application to freezing in peat bog*, Advances in Water Resources **30**(4): 966-983
- Nelson, F.E., Anisimov, O.A., et Shiklomanov, N.I. (2002), *Climate change and hazard zonation in the circum-Arctic permafrost regions*, Natural Hazards, **26**(3): 203-225
- Nicholls, N., Gruza, G.V., Jouzel, J., Karl, T.R., Ogallo, L.A. et Parker, D.E. (1996), *Observed Climate Variability and Change*, in Houghton, J. et al. (eds.), Climate Change (1995), *The Science of Climate Change, Contribution of Working Group I to the Second Assessment of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Ch. 3), Cambridge University Press, Cambridge, U.K., p. 137–192
- Nixon, J. (1991), *Discrete ice lens theory for frost heave in soils*, Canadian Geotechnical Journal **28**: 843-859
- NOAA National Geophysical data Center, *Estimated Value of Magnetic Declination*, Disponible en ligne à <http://www.ngdc.noaa.gov/geomagmodels/Declination.jsp> [Page consultée le 10 août 2010]
- Ochsner, T.E. et Baker, J.M. (2008), *In Situ Monitoring of Soil Thermal Properties and Heat Flux during Freezing and Thawing*, Soil Science Society of America Journal **72**(4): 1025-1032
- Ogden, A. (2006), *Climate, climate change variability and climate change in the Southwest Yukon*, Northern climate Exchange, p.6
- Osterkamp, T.E. (2005), *The recent warming of permafrost in Alaska*, Global and Planetary Change **49**(3-4): 187–202
- 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
- Outcalt, S.I., Hinkel, K.M., Nelson, F.E. et Miller, L.L. (1998), *Estimating the magnitude of coupled-flow effects in the active layer and upper permafrost, Barrow, Alaska U.S.A.*, Proceedings de la 7^e Conférence Internationale sur le Pergélisol, Yellowknife (Canada), juin 23-27, Collection Nordicana no. 55
- Overpeck, J., Hughen, K., Hardy, D., Bradley, R., Case, R., Douglas, M., Finney, B., Gajewski, K., Jacoby, G., Jennings, A., Lamoureux, S., Lasca, A., MacDonald, G., Moore, J., Retelle, M., Smith, S., Wolfe, A. et Zielinski, G. (1997), *Arctic Environmental Change of the Last Four Centuries*, Science **278**(5341): 1251-1256
- Pavlov, A.V. (1994), *Current changes of climate and permafrost in the arctic and sub-arctic of Russia*, Permafrost and Periglacial Processes **5**(2): 101-110
- Pullman, E. R., Jorgenson, M.T., et Shur, Y. (2007), *Thaw Settlement in Soils of the Arctic Coastal Plain, Alaska*, Arctic, Antarctic, Alpine Research, **39**(3): 468-476.
- Qungbai, W., Yongzhi, L., Jianming, Z., and Chanjiang, T. (2002a), *A Review of Recent Frozen Soil Engineering in Permafrost Regions along Qinghai-Tibet Highway, China*, Permafrost and Periglacial Processes, **13**: 199–205.
- Quingbai, W., Yuanlin, Z, and Yonzhi, L. (2002), *Evaluation model of permafrost thermal stability and thawing sensibility under engineering activity*. Cold Regions Science and Technology, **34**: 19–30.
- Quinton, W.L., Hayashi, M. et Carey, S.K. (2008), *Peat hydraulic conductivity in cold regions and its relation to pore size and geometry*, Hydrological Processes, **22**: 2829–2837
- 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**: 369–382
- Quinton, W.L. et Gray, D.M. (2003), *Subsurface drainage from organic soils in permafrost terrain: the major factors to be represented in a runoff model*, Proceedings de la 8^e Conférence Internationale sur le Pergélisol, Davos, Suisse, 6 pages
- Quinton, W.L. et Marsh, P. (1999), *A conceptual framework for runoff generation in a permafrost environment*, Hydrological Process **13**: 2563–2581

- Rampton, V. (1971), *Late Pleistocene Glaciations of the Snag-Klutlan Area, Yukon Territory*, Geological Survey of Canada, p. 10-13
- Remchein, D., Fortier, D., Dore, G., Stanley, B., et Walsh, R. (2009), *Cost and Constructability of Permafrost Test Sections Along the Alaska Highway, Yukon*, Proceedings de la Conférence Annuelle de l'Association Canadienne de Transport, Vancouver, Octobre 2009, p. 1-20.
- Ressources naturelles Canada, *Le Nord Canadien*, Disponible en ligne à <http://www.rncan.gc.ca/> [Page consultée le 5 août 2010]
- Reynolds, W.D., Bowman, B.T., Brunke, R.R., Drury, C.F., et Tan, C.S. (2000), *Comparison of Tension Infiltrometer, Pressure Infiltrometer, and Soil Core Estimates of Saturated Hydraulic Conductivity*, Soil Science Society of America Journal **64**(2): 478-484
- Reynolds, W.D. et Zebchuk, W.D. (1996), *Use of contact material in tension infiltrometer measurements*, Soil Technology **9**(3): 141-159
- Reynolds, W.D. et Elrick, D.E. (1991), *Determination of Hydraulic Conductivity Using a Tension Infiltrometer*, Soil Science Society of America Journal **55**(3): 633-639
- Romanovsky, V. E., Drozdov, D. S., Oberman, N. G., Malkova, G.V., Kholodov, A. L., Marchenko, S. S., Moskalenko, N. G., Sergeev, D. O., Ukraintseva, N. G., Abramov, A. A., Gilichinsky, D. A. et Vasiliev, A. A., (2010), *Thermal State of Permafrost in Russia*, Permafrost and Periglacial Processes **21**: 136–155.
- Romanovsky, V.E. et Osterkamp, T.E. (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.
- Romanovsky, V.E., Osterkamp, T.E. et Duxury, N.S. (1997), *An Evaluation of Three Numerical Models Used in Simulations of the Active Layer and Permafrost Temperature Regimes*, Cold Regions Science and Technology **26**(3): 195-203
- Schindler, U et Müller, L. (2006), *Simplifying the evaporation method for quantifying soil hydraulic properties*, Journal of Plant Nutrition and Soil Science **169**(5): 623-629.
- Schwarzel, K., Simunek, J., Stoffregen, H., Wessolek, G. et van Genuchten, M.T. (2006), *Estimation of the Unsaturated Hydraulic Conductivity of Peat Soils: Laboratory versus Field Data*, Vadose Zone Journal **5**:628–640
- Scudder, G. (1997), *Environment of Yukon* in Danks et J.A. Downes (Eds.), *Insects of the Yukon*, Biological Survey of Canada (Terrestrial Arthropods), p. 13-57
- Serreze, M.C., Walsh, J.E., Chapin, F.S., Osterkamp, T.E., Dyurgerov, M., Romanovsky, V.E., Oechel, W.C., Morison, J., Zhang, T. et Barry, R.G. (2000), *Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment*, Climatic Change **46**(1-2): 159–207
- Simunek, J., van Genuchten, M.T et Sejna, M. (2008), *Development and applications of the HYDRUS and STANMOD software packages and related codes*, Vadose Zone Journal **7**(2): 587-600.
- Simunek, J., Wendroth et van Genuchten, M.T. (1999), *Estimating unsaturated soil hydraulic properties from laboratory tension disc infiltrometer experiments*, Water Resources Research, **35**(10): 2965–2979
- Simunek, J., Wendroth et van Genuchten, M.T. (1998), *Parameter Estimation Analysis of the Evaporation Method for Determining Soil Hydraulic Properties*, Soil Science Society of America Journal **62**: 894-905
- Sliker, M. (2009), *Méthodologie pour l'utilisation du mini-disc infiltrometer, DegagonTM*, Travail dirigé, Laboratoire de géomorphologie et de géotechnique des régions froides, Département de géographie, Université de Montréal
- Smetten, K.R.J., Parlange, J.Y., Ross, P.J. et Haverkamp, R. (1995), *Three-dimensional analysis of infiltration from the disk infiltrometer: 3. Parameter estimation using a double-disk tension infiltrometer*, Water Resources Research **31**(11): 2491-2495
- Smith, C.A.S., Tarnocai, C. et Hughes, O.L. (1986), *Pedological Investigations of Pleistocene Glacial Drift Surfaces in the Central Yukon*, Géographie physique et Quaternaire **40**(1): 29-37
- 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 the permafrost in North America: a contribution to the international polar year*, Permafrost and Periglacial Processes, **21** (2): 117-135

- Smith, S.L., Burgess, M.M., Riseborough, D. et Nixon, F.M. (2005), *Recent Trends from Canadian Permafrost Thermal Monitoring Network Sites*, *Permafrost and Periglacial Process* **16**(1): 19–30
- Spence, C. et Woo, M. (2003), *Hydrology of Subarctic Canadian Shield: Soil Filled Valleys*, *Journal of Hydrology* **279**(1-4): 151-166
- Spence, C. et Woo, M. (2002), *Hydrology of Subarctic Canadian Shield: Bedrock Uplands*, *Journal of Hydrology* **262** (1-4): 111-127
- Stephani, E., Fortier, D. et Shur, Y. (2010), *A cryofacies approach to describe ground ice in permafrost for engineering applications – Case study of a road test site on the Alaska Highway (Beaver Creek, Yukon, Canada)*. Proceedings de la 6^e Conférence Canadienne sur le Pergélisol et de la 63^e Conférence Canadienne de Géotechnique, Calgary, p. 476-483.
- Stephani, E., Fortier, D. Shur, Y., Doré, G. et Stanley, B. (2008) *Preservation of the Alaska Highway*, Proceedings, Ninth International Conference on Permafrost, Fairbanks, U.S.A., pp. 299-300
- Suzuki, S. (2004), *Dependence of Unfrozen Water Content in Unsaturated Frozen Clay Soil on Initial Soil Moisture Content*, *Japanese Society of Soil Science and Plant Nutrition* **50**(4): 603-606
- Topp, G.C., Davis, J.L. and Annan, A.P. (1980), *Electromagnetic determination of soil water content: Measurement in coaxial transmission lines*, *Water Resources Research*. **16**(3): 579-582
- Van Everdingen, R. (1998 révisé en mai 2005), *Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms*, Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology
- Van Genuchten, M. (1980), *A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils*, *Soil Sciences Society of America Journal* **44**: 892-898
- Vrugt, J., Stauffer, P.H., Wöhling, T., Robinson, B.A. et Vessilinov, V.V. (2008), *Inverse Modeling of Subsurface Flow and Transport Properties: A Review with New Developments*, *Vadose Zone Journal* **7**(2): 843–864
- Wang, X. et Geurts, M. (1991), *Late Quaternary Pollen Records and Vegetation History of the Southwest Yukon Territory: A Review*, *Géographie physique et Quaternaire*, **45**: 175-19
- Wendler, G. et Shulski, M. (2009), *A Century of Climate Change for Fairbanks Alaska*, *Arctic* **62**: 295–300
- White, D., et al. (2007), *The arctic freshwater system: Changes and impacts*, *Journal of Geophysical Researches*. **112**(G04S54): 3-53
- Woo, M., Kane, D.L., Carey, S.K. et Yang, D. (2008), *Progress in Permafrost Hydrology in the New Millennium*, *Permafrost and Periglacial Processes* **19**: 237–254
- Woo, M. et Mielko, C. (2008) *Flow Connectivity of a Lake-Stream System in a Semi-arid Precambrian Shield Environment* in Woo, M. *Cold Region Atmospheric and Hydrologic Studies, The Mackenzie GEWEX Experience Volume 2: Hydrologic Processes*, chapter 12, 13 pages
- Woo, M. et Guan, X. (2006), *Hydrological Connectivity and Seasonal Storage Change of Tundra Ponds in a Polar Oasis Environment, Canadian High Arctic*, *Permafrost and Periglacial Processes* **17**(4): 309–323
- Xue, X., Zhang, R. et Shengxiang, G. (2004), *An improved disc infiltrometer method for calculating soil hydraulic properties*, *Canadian Journal of Soil Science* **84**(3): 265-273
- Young, K.L., Woo, M. et Edlund, S.A. (1997), *Influence of Local Topography, Soils, and Vegetation on Microclimate and Hydrology at a High Arctic Site, Ellesmere Island, Canada*, *Arctic and Alpine Research* **29**(3): 270-284
- Zemasky, G. et McElwee, C. (2005), *High-Resolution Slug Testing*, *Ground Water* **43**(2): 222-230
- Zhang, R. (1998), *Estimating soil hydraulic conductivity and macroscopic capillary length from the disc infiltrometer*. *Soil Science Society of America Journal* **62**: 1513–1521
- Zhang, Y., Carey, S.K. et Quinton, W.L. (2008), *Evaluation of the algorithms and parameterizations for ground thawing and freezing simulation in permafrost regions*, *Journal of Geophysical Research* **113** (D17116): 17p.
- Zhang, Y., Chen, W. et Riseborough, V.W. (2008A), *Transient projections of permafrost distribution in Canada during the 21st century under scenarios of climate change*, *Global and Planetary Change* **60**(3-4): 443–456

Annexe A

Construction étape par étape des modèles

A.1 Configuration initiale

A.1.1 Type d'analyse

La première étape de construction de modèle avec Geostudio™ est de définir le type d'analyse qui sera utilisée. Dans notre cas, nous avons choisi de débiter avec le modèle d'écoulement. Nous avons donc créé un nouveau projet avec SEEP/W (Figure A1). Les paramètres de configuration (Figure A2), De contrôle (Figure A3), de convergence (Figure A4) et de temps (Figure A5) ont été établis. À cette étape du développement du modèle, les valeurs par défaut ont été laissées pour tous les paramètres.

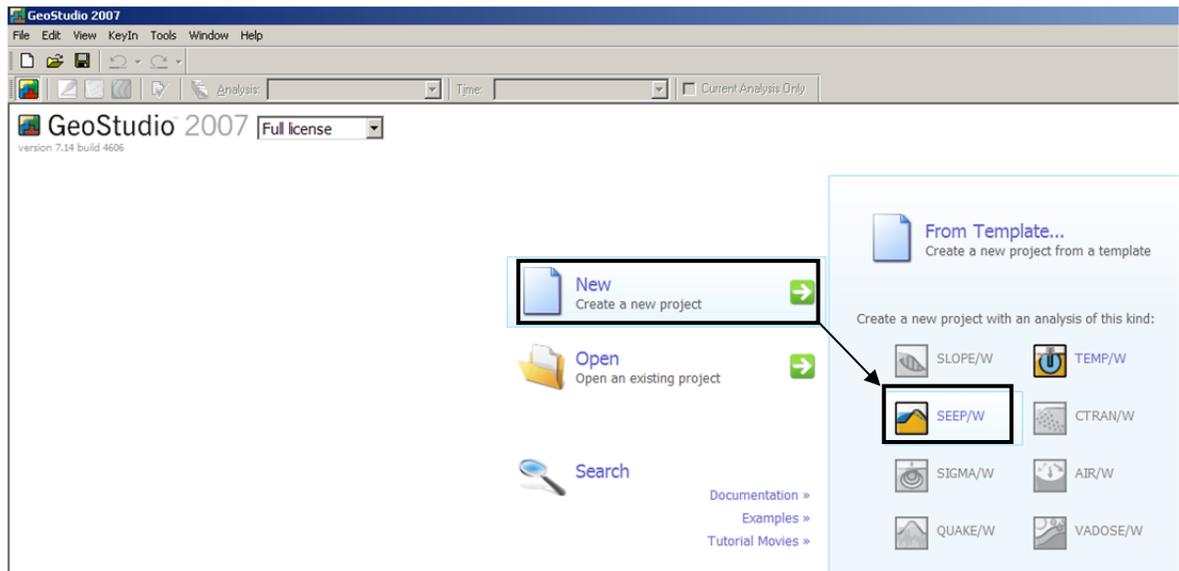


Figure A1. Choix du type d'analyse

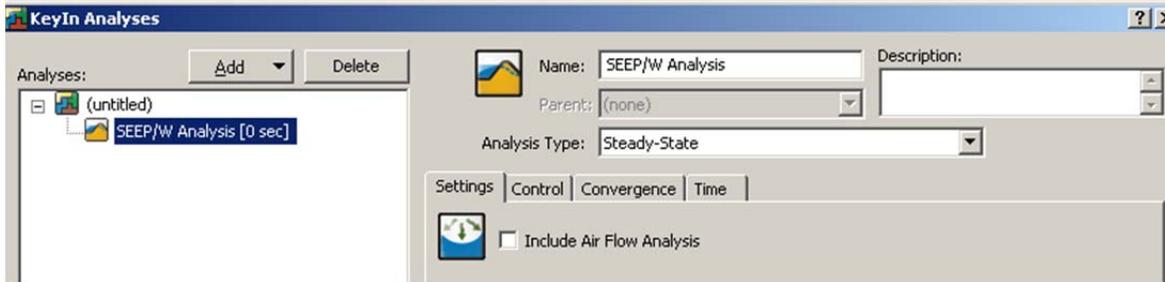


Figure A2. Établissement des paramètres de configuration (onglet *Settings*)



Figure A3. Établissement des paramètres de contrôle (onglet *Control*)

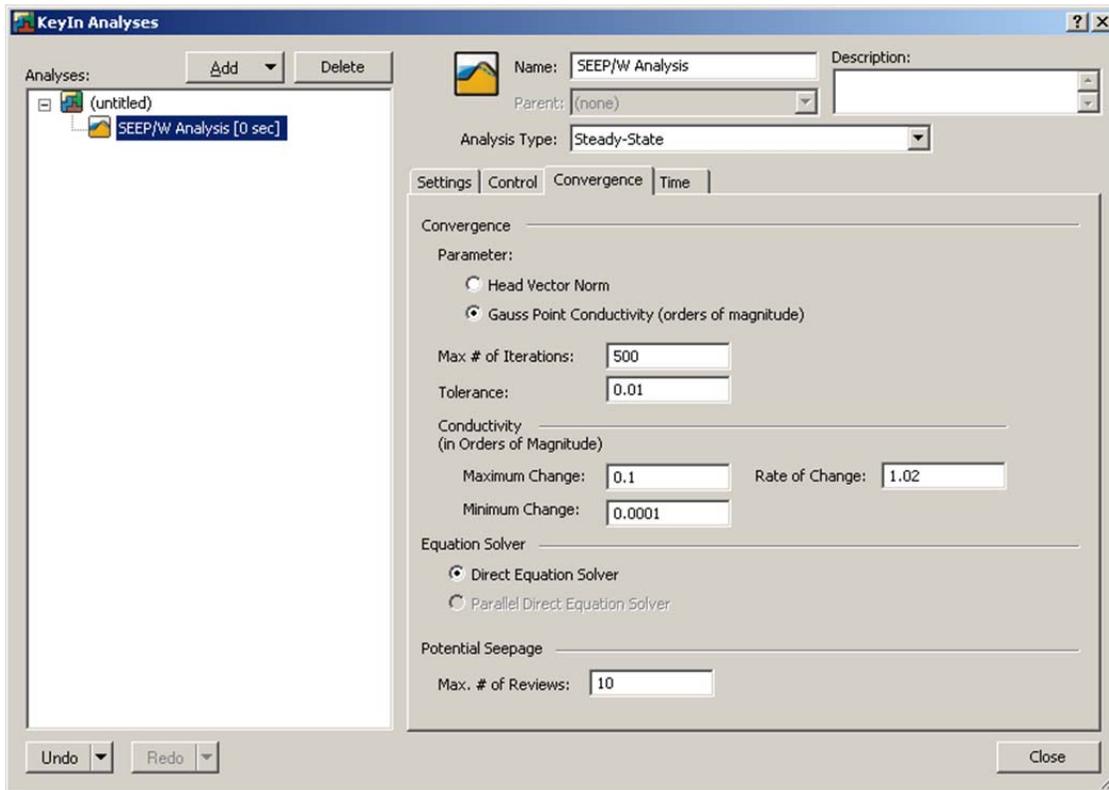


Figure A4. Établissement des paramètres de convergence (onglet *Convergence*)



Figure A5. Établissement des paramètres de temps (onglet *Time*)

A.1.2 Zone de travail

Une fois les paramètres de départ établis, les paramètres de la zone de travail ont été déterminés de façon à être assez large pour couvrir toute la géométrie du modèle (Figure A6). Nous avons donc déterminé une aire de travail de 600 mm de largeur par 800 mm de hauteur.

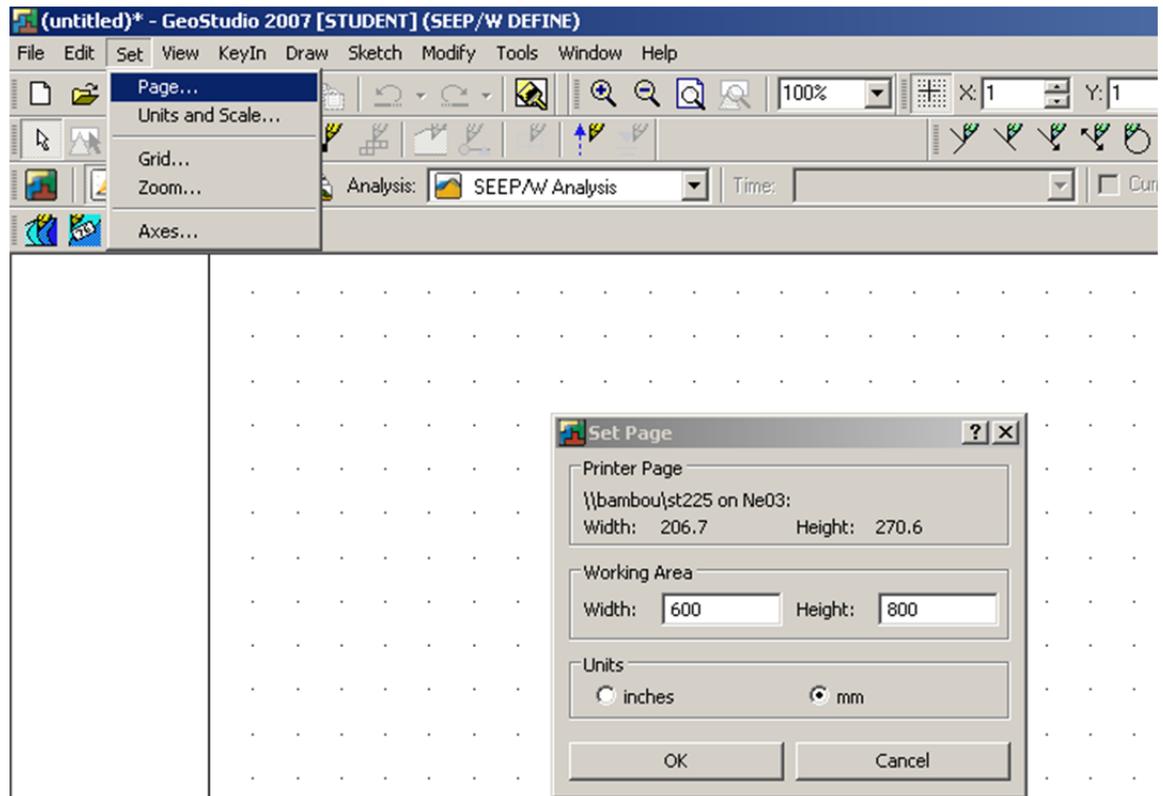


Figure A46. Établissement de la zone de travail

A.1.3 Unité et échelle

Les paramètres d'unité ont été établis selon le système métrique avec les secondes comme unité de temps et les Joules comme unité d'énergie. L'échelle a été déterminée avec une exagération verticale de 200% avec une valeur minimum d'élévation de 650 m (au-dessus du niveau moyen de la mer) (Figures A7 et A8).



Figure A7. Établissement des paramètres d'unité et d'échelle

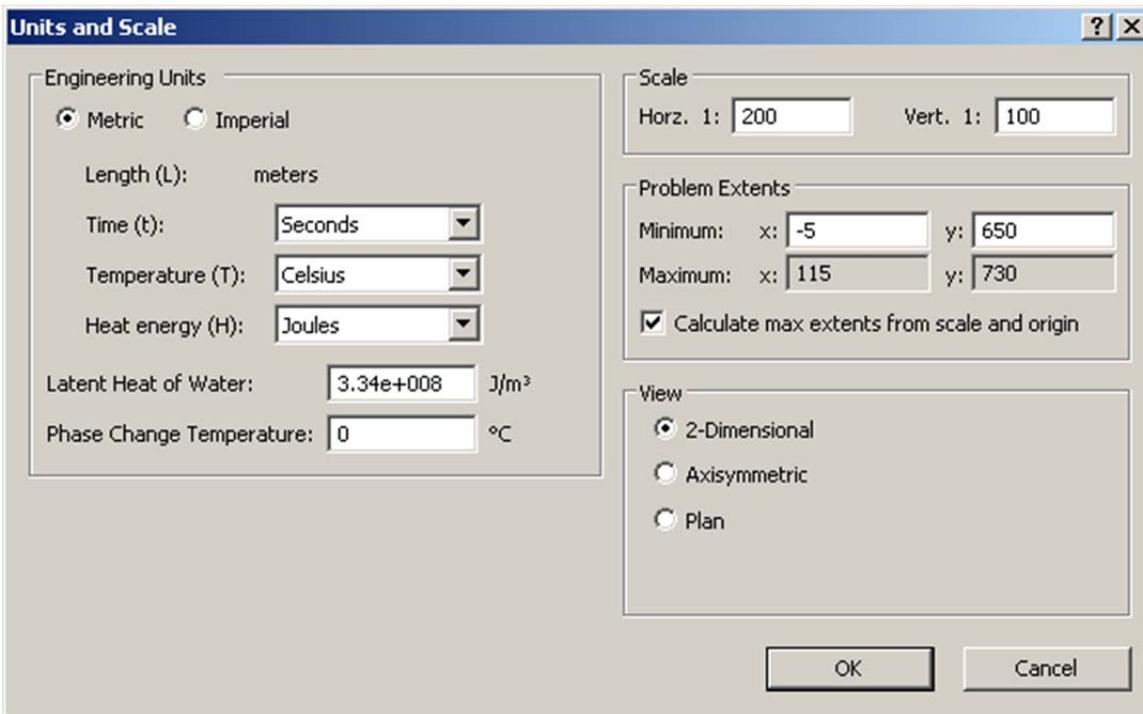


Figure A47. Unités établies pour le modèle

A.1.4 Quadrillage

Le quadrillage de la zone de travail a été établi avec une distance de 0,5 m pour l'axe des x et de 0,25 m pour l'axe des y (Figure A9).

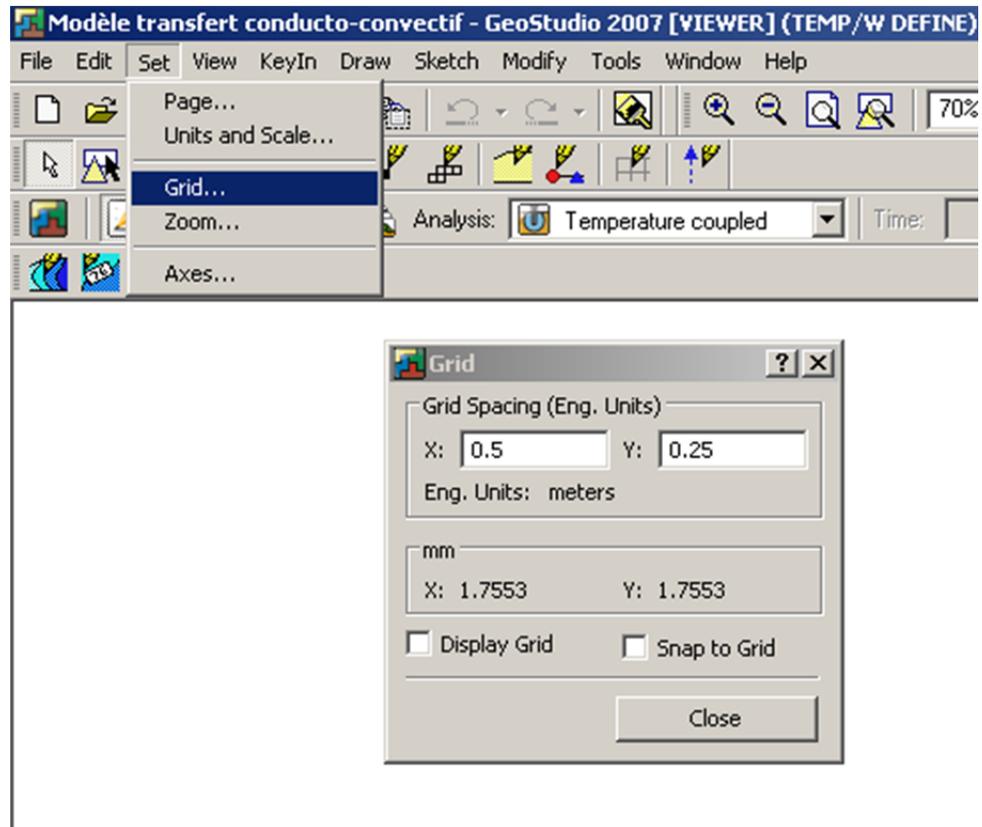


Figure A9. Établissement du quadrillage

A.2 Géométrie

A.2.1 Dessiner la géométrie

La géométrie du modèle est une simplification de la réalité. Elle a été caractérisée selon les données de topographie et de stratigraphie au site d'étude. Une géométrie complexe entraîne un maillage complexe. Plus le maillage est complexe, plus le temps de calcul est long et plus les erreurs sont possibles, entraînant des résultats non-représentatifs. La géométrie a été dessinée grâce à l'objet *Region* dans l'outil *Draw* du menu principal (Figure A10). Trois régions ont été déterminées : matériel de remblai (1), tourbe (2) et silt (3) (Figure A11).

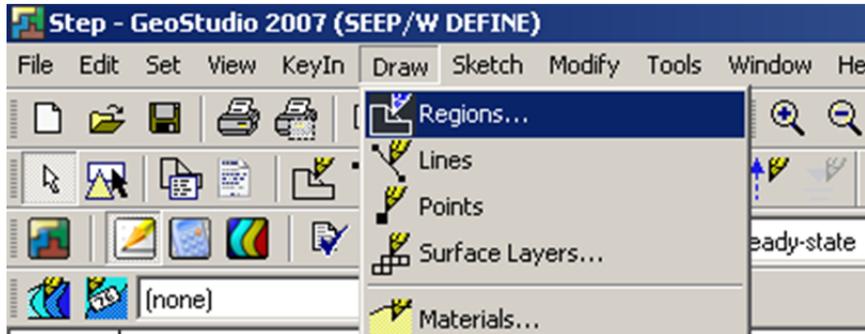


Figure A10. Dessin de la géométrie à partir de l'outil *Régions*

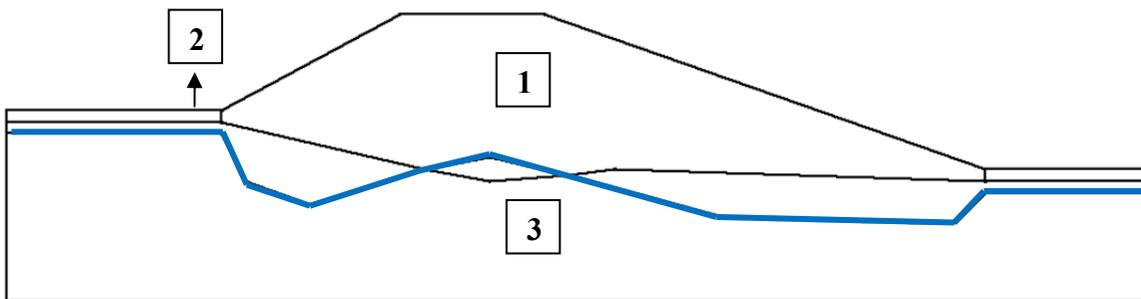


Figure A11. Géométrie du modèle. 1 : matériel de remblai; 2 : tourbe et 3 : silt. La ligne bleue représente la limite entre la couche active et le sol gelé en permanence.

La limite entre la couche active et le sol gelé a été dessinée avec l'outil *Draw Line* (ligne grise sur la Figure A11). La profondeur de la couche active a été déterminée par des sondages dans le sol naturel (25 trous) et par les données des câbles à thermistances dans le matériel de remblai. La limite a ensuite été interpolée avec une méthode simple d'interpolation linéaire en suivant la topographie de surface. La couche active est profonde de 0,7 m dans le sol naturel, de 6 m sous la partie centrale de la route et de 5 m sous les côtés de la route.

A.2.2 Régions infinies

Les processus en milieux naturels s'effectuent en interaction avec le milieu environnant et ne peuvent pas être représentés comme des systèmes fermés. Pour éviter un effet de mur de chaque côté du modèle, la géométrie du modèle devrait être étendue horizontalement sur une grande distance. Une autre solution serait de définir des régions infinies de chaque côté

du modèle. Nous avons opté pour cette solution, en utilisant l'outil *Infinite Region* dans le menu *Draw Region* (Figures A12 et A13).

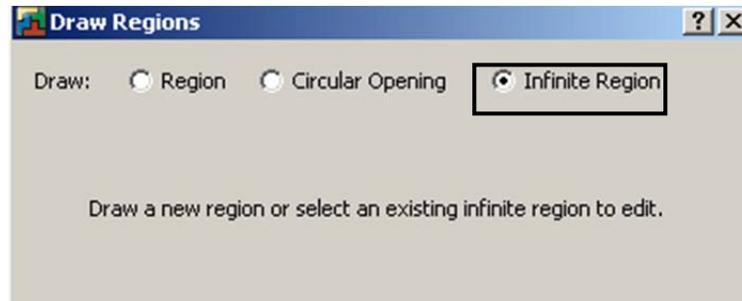


Figure A12. Menu pour dessiner une région infinie

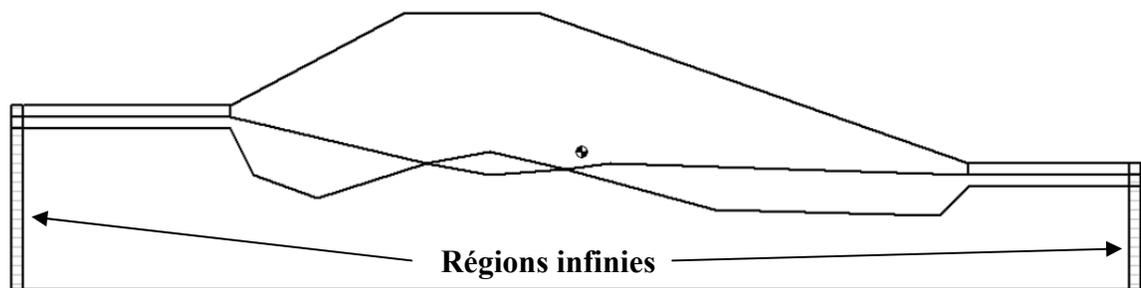


Figure A13. Insertion des régions infinies sur la géométrie

A.2.3 Maillage

Les équations du modèle sont résolues par la méthode des éléments finis. Les itérations de cette méthode sont gouvernées par le maillage. Un maillage plus fin entraîne une analyse plus précise mais nécessite plus de temps. La taille du maillage doit être un compromis entre la précision et le temps de calcul. Afin de voir le maillage généré automatiquement par le logiciel et y faire des modifications, l'outil *Draw mesh properties* a été sélectionné (Figure A14).

Il est possible de générer différents types de maillage : *quads and triangles*, *triangles only*, *rectangular grid of quads* et *triangular grid of quads*. L'option *quads and triangles* génère un maillage avec des formes carrés et en triangle pour s'ajuster le mieux possible à la géométrie du modèle. Nous avons choisis cette option car elle est flexible et facile à

ajuster. L'option *triangles only* est pratique pour une géométrie en forme plutôt triangulaire. Les options *grids of quads* sont intéressantes pour garder la structure du maillage uniforme mais son utilisation nécessite une grande compréhension de l'optimisation du maillage et de ses limites.

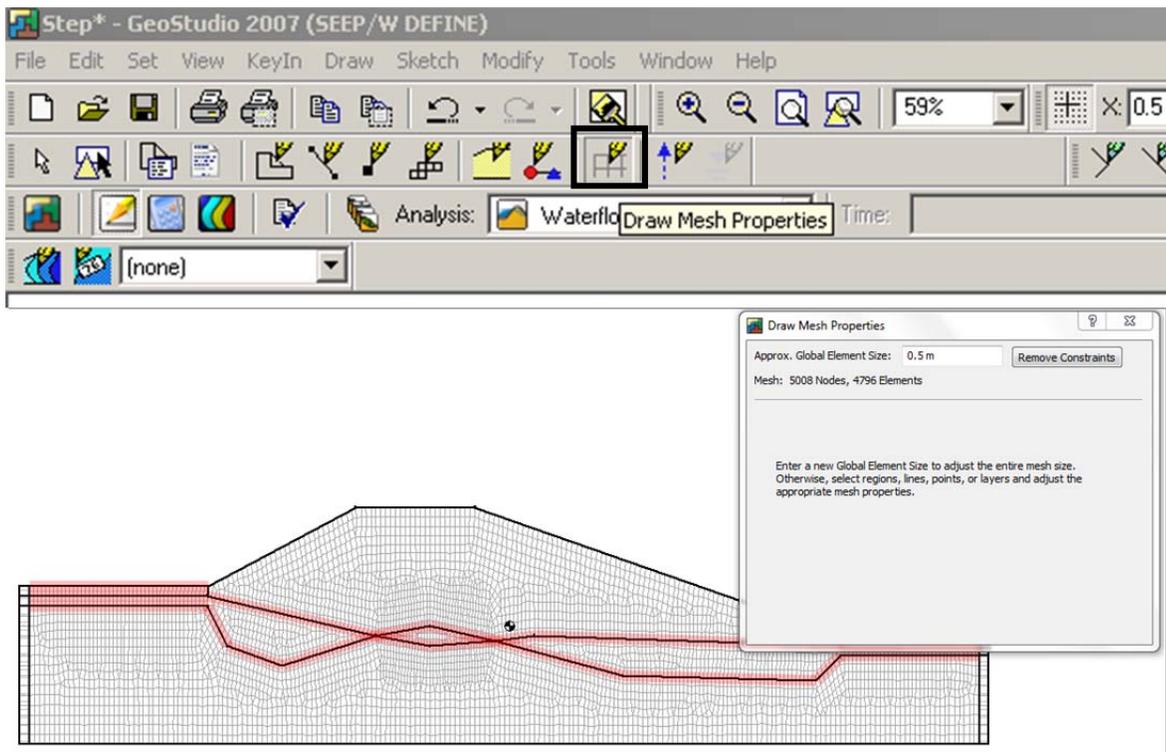


Figure A14. Visualisation du maillage avec l'outil *Draw Mesh Properties*

La précision du modèle est directement reliée à la taille des éléments du maillage. Les éléments doivent être le plus petit possible tout en n'excédant pas la capacité de calcul de l'ordinateur. Considérant l'échelle du modèle nous avons testé deux maillages avec une dimension des éléments de 0,1 et 0,5 m respectivement. Les résultats étaient similaires sauf pour les interfaces (aux limites de la géométrie et entre deux matériels). Afin d'optimiser le temps de calcul nous avons opté une dimension des éléments de 0,3 m aux interfaces et de 0,5 m pour le reste de la géométrie. Pour ce faire, nous avons établi un maillage général de 0,5 m avec l'outil *Draw Mesh Properties* (Figure A14). Nous avons ensuite sélectionné individuellement chaque ligne dessinée représentant une interface pour lui donner une valeur de 0,3 m (Figure A15).

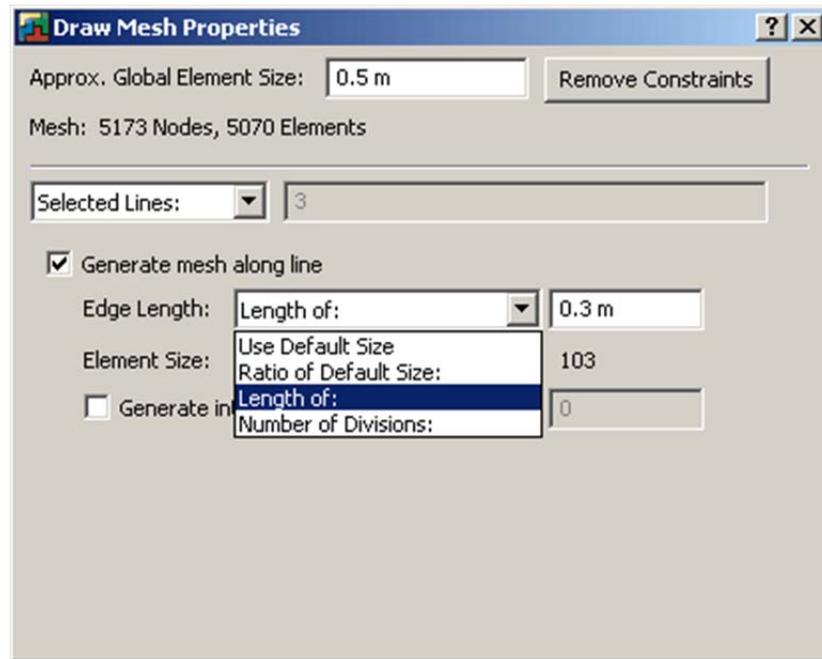


Figure A15. Changement de la taille du maillage selon une ligne sélectionnée

A.3 définition du modèle d'écoulement en état stationnaire

A.3.1 Définition du matériel

Un type de matériel doit être assigné pour chaque polygone qui a été dessiné. Les propriétés de chaque matériau peuvent provenir de la littérature. Cependant, afin d'avoir le modèle le plus réaliste possible les données utilisées proviennent majoritairement des sondages de terrain et des tests de laboratoire. Nous avons établis les différents matériaux en utilisant l'outil *Materials* du menu *Key In* (Figures A16 et A17).

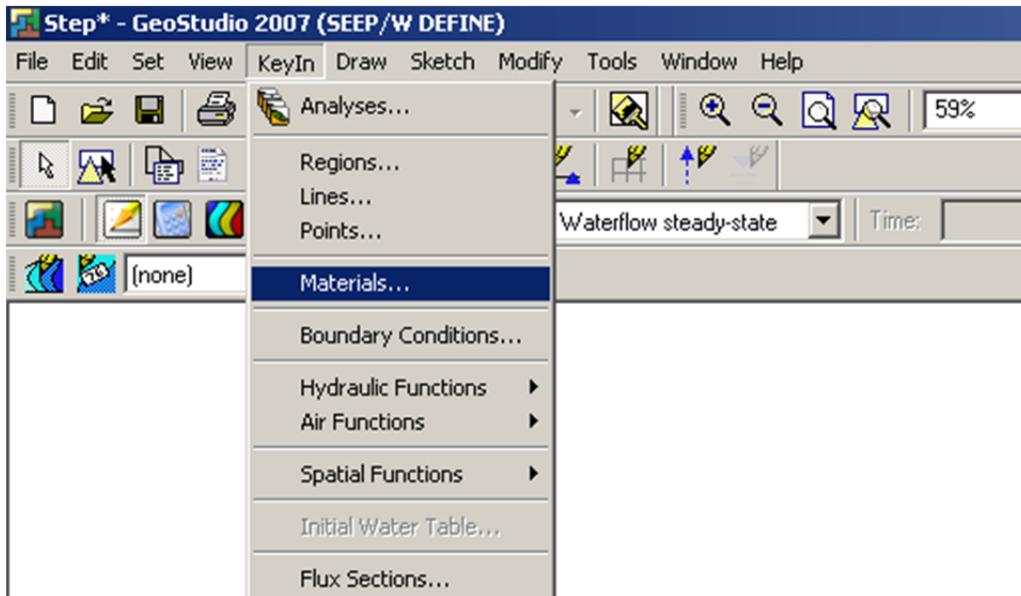


Figure A16. Outil *Materials* du menu *KeyIn*



Figure A17. Entrée d'un nouveau matériel

Le modèle possède deux couches de sol naturel (tourbe et silt) ainsi qu'une couche de matériel de remblai composé d'un mélange de graviers, sable et silt. Pour chaque couche, les propriétés suivantes ont été calculées à partir de mesures de terrain et de laboratoire : conductivité hydraulique à saturation, contenu volumétrique en eau à saturation, contenu volumétrique eau *in situ*, D10, D60 et les paramètres de Van Genuchten (α , n). Les propriétés suivantes ont été obtenues à partir de la littérature : conductivité hydraulique à saturation dans le matériel gelé, contenu volumétrique en eau résiduel pour sols gelés et non-gelés, contenu volumétrique en eau non-gelée dans un sol gelé et limite de liquidité des différents matériaux.

A.3.1.1 Matériel de remblai

Le matériel de remblai au site d'étude s'est enfoncé dans le sol naturel à cause de la dégradation du pergélisol sous-jacent. La partie inférieure du matériel de remblai intercepte la nappe phréatique et est donc saturée. Le matériel se trouvant au-dessus de la nappe phréatique n'était cependant pas saturé. C'est pourquoi une analyse de matériau saturé/non-saturé a été choisie pour le matériel de remblai (Figure A18).

Puisque le matériel de remblai n'est pas saturé une fonction de conductivité hydraulique a été établie à partir de la méthode de Van Genuchten (1980) basée sur la relation entre le contenu volumétrique en eau, le contenu volumétrique en eau à saturation, le contenu en eau résiduel et la pression d'eau interstitielle du sol (Figure A19).

La fonction de conductivité hydraulique se base sur la fonction du contenu volumétrique en eau (Figures A20 et A21). Cette fonction est établie à partir de la méthode d'estimation par la granulométrie (Figure A22). Les données granulométriques proviennent des mesures de terrain et des tests de laboratoire (Figure A23). Les fonctions résultantes sont illustrées sur les figures A24 et A25.

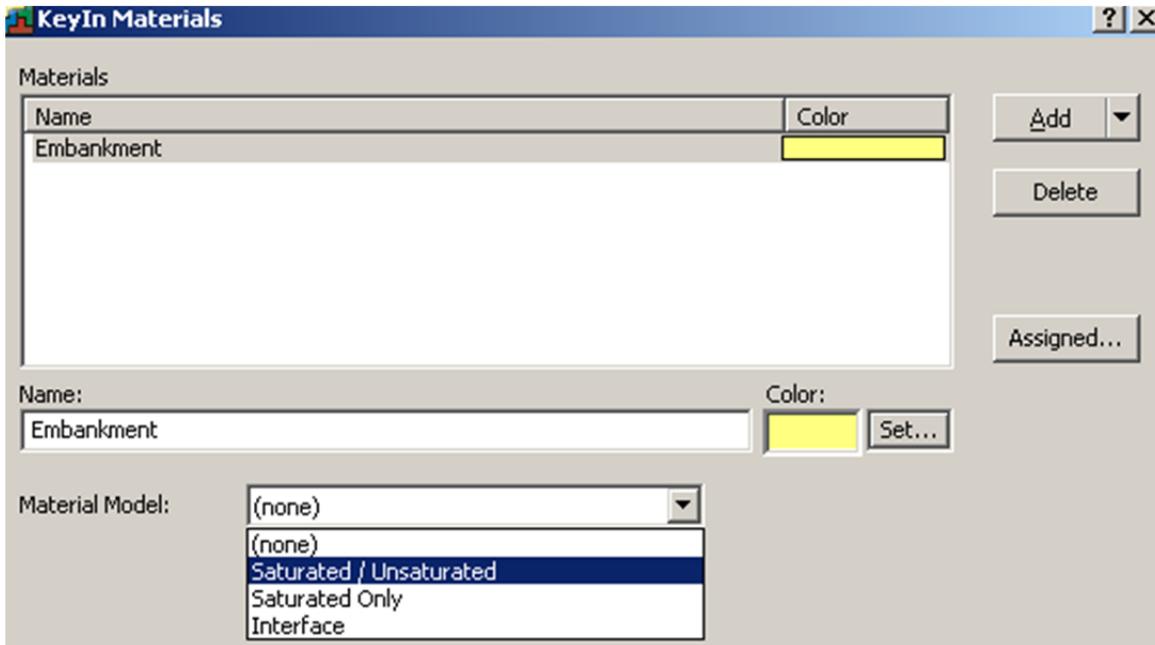


Figure A18. Définition du type d'analyse (saturé/non-saturé, saturé seulement ou interface)

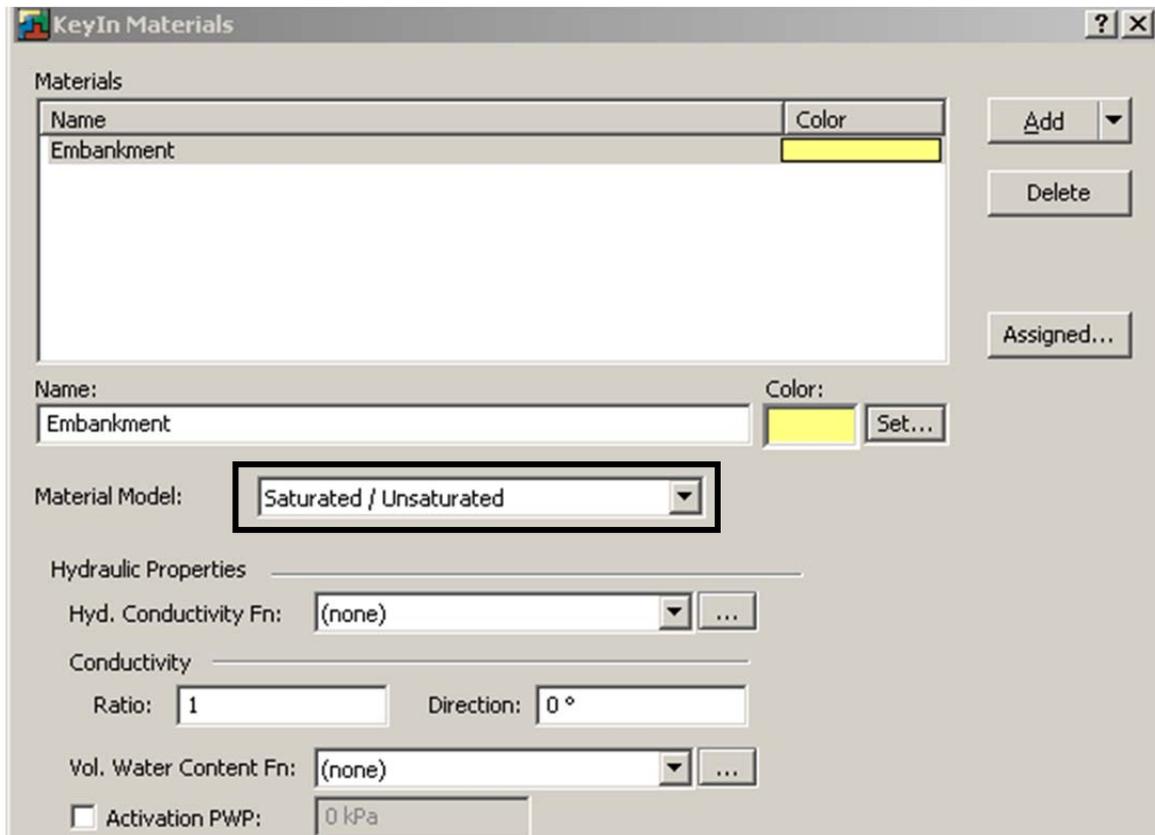


Figure A19. Définition de la fonction de la conductivité hydraulique pour le matériel de remblai

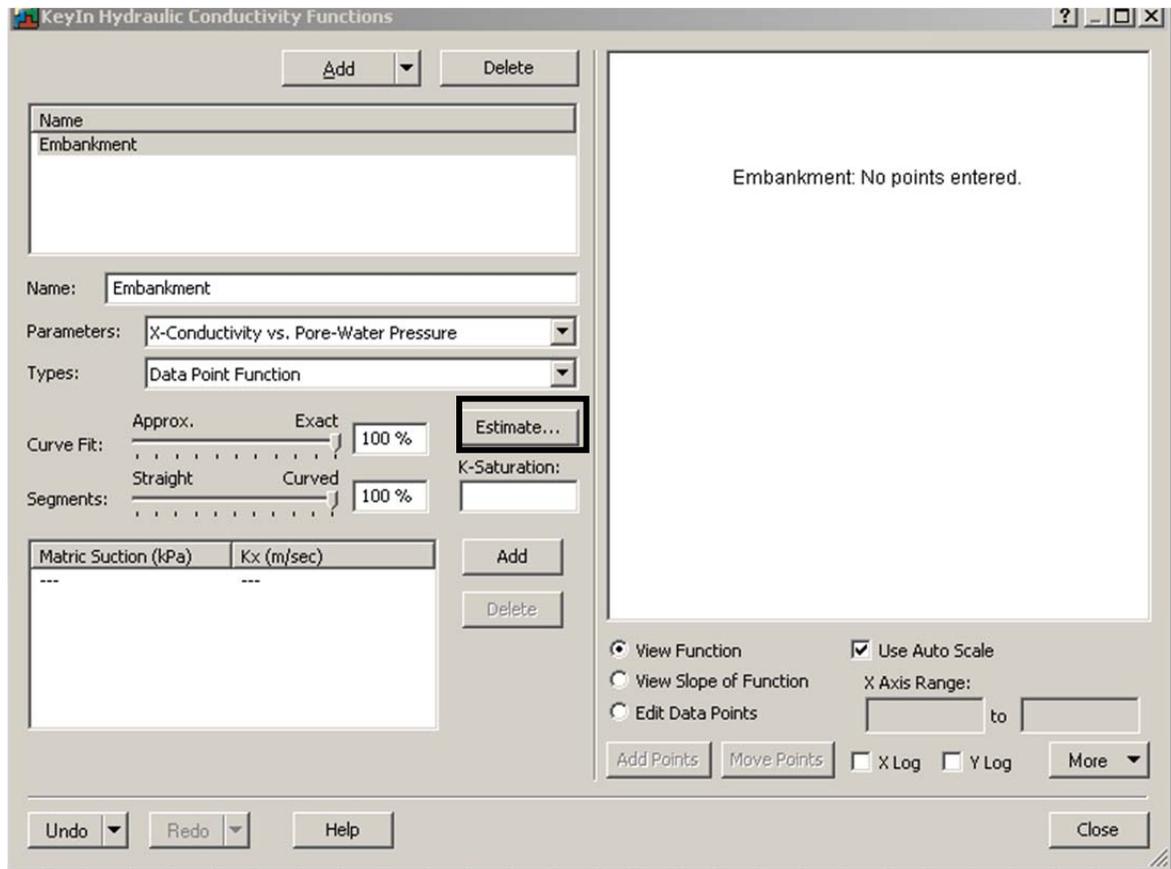


Figure A20. Estimation des paramètres pour la fonction de conductivité hydraulique

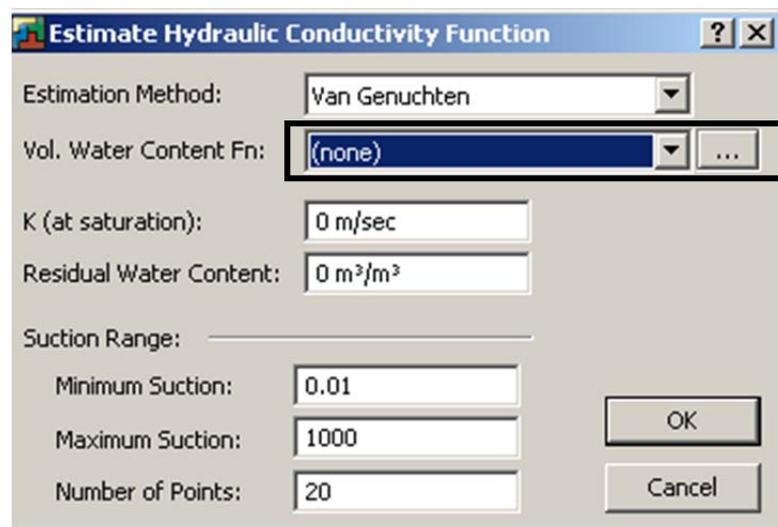


Figure A21. Estimation de la fonction de conductivité hydraulique

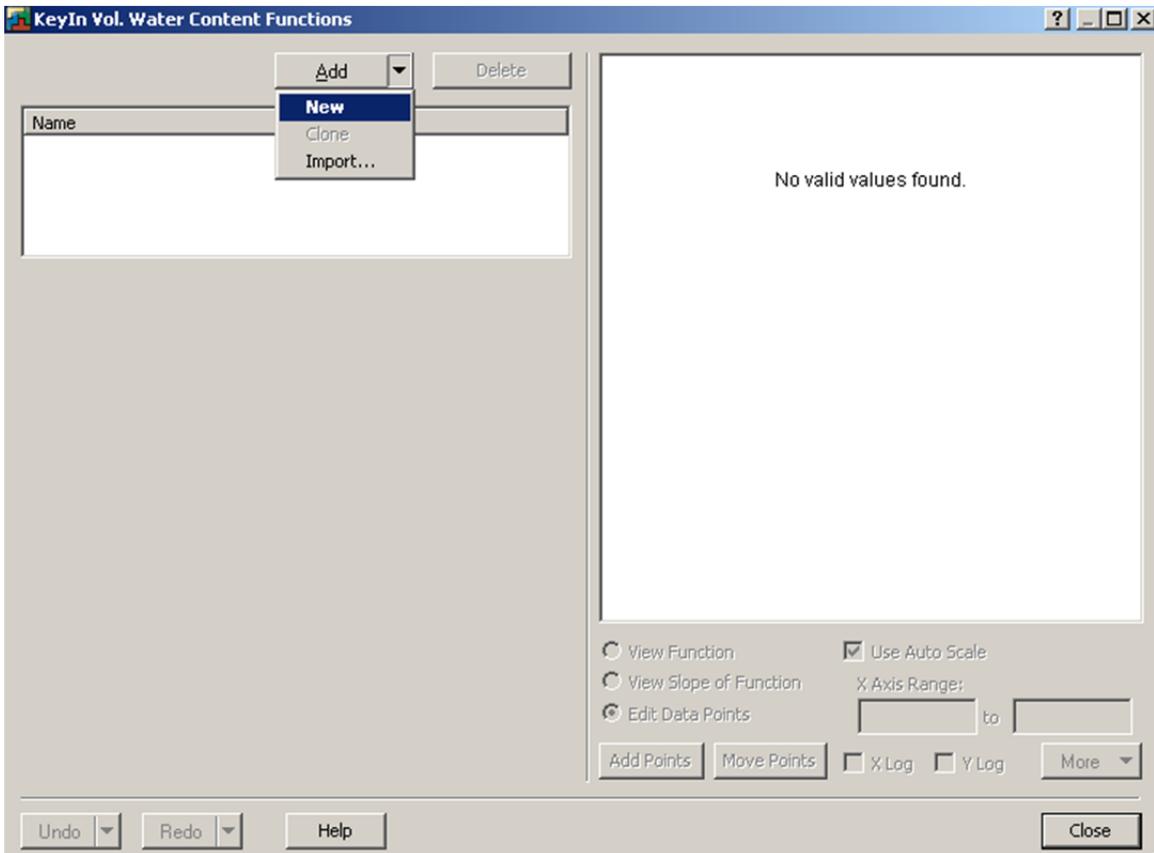


Figure A22. Définition d'une nouvelle fonction de contenu en eau volumétrique

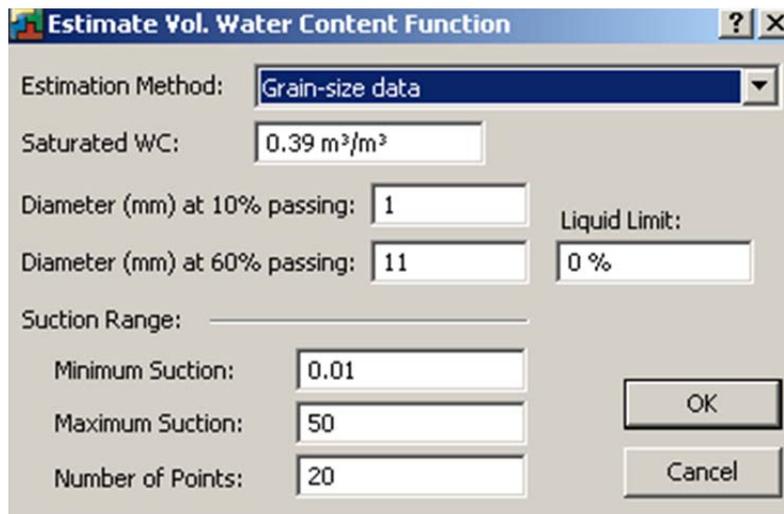


Figure A23. Paramètres utilisés pour l'estimation de la fonction de contenu en eau volumétrique à partir de la méthode granulométrique

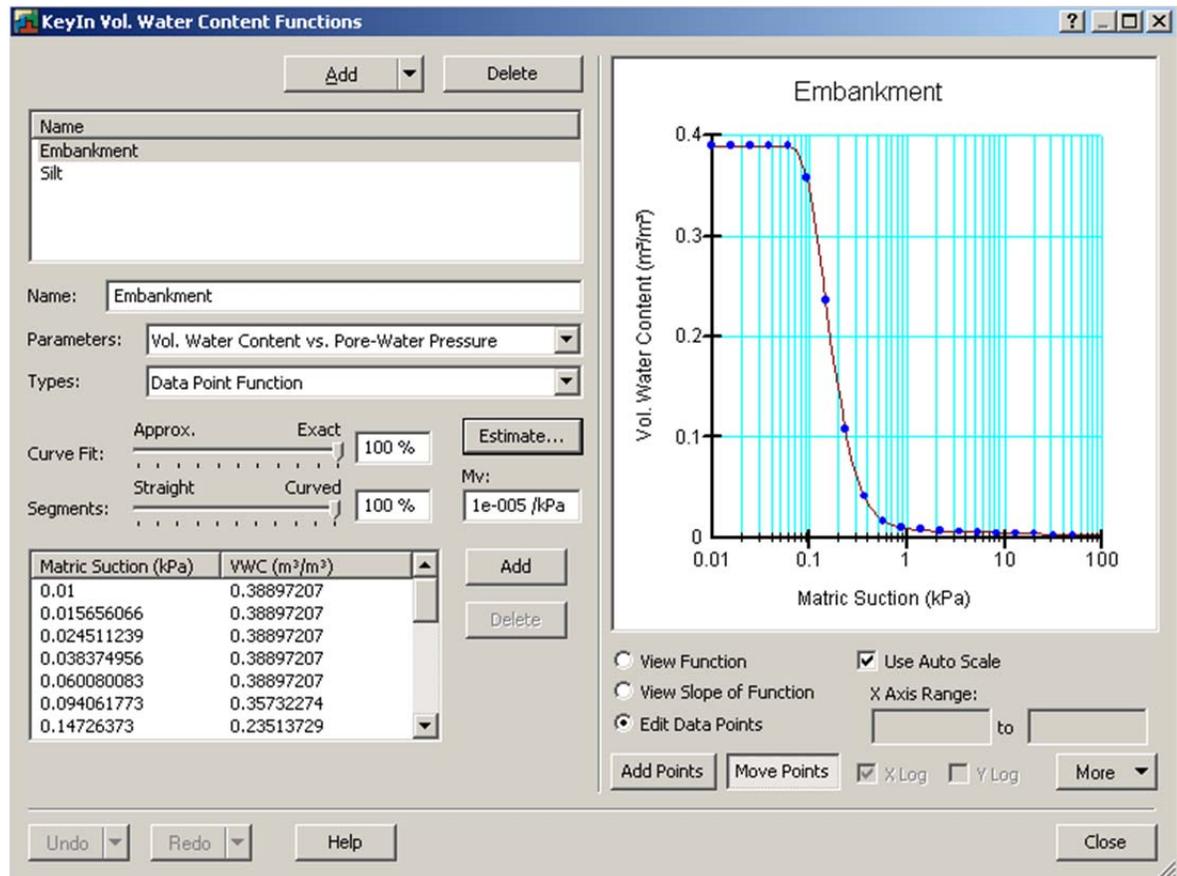


Figure A24. Fonction de contenu en eau volumétrique pour le matériel de remblai

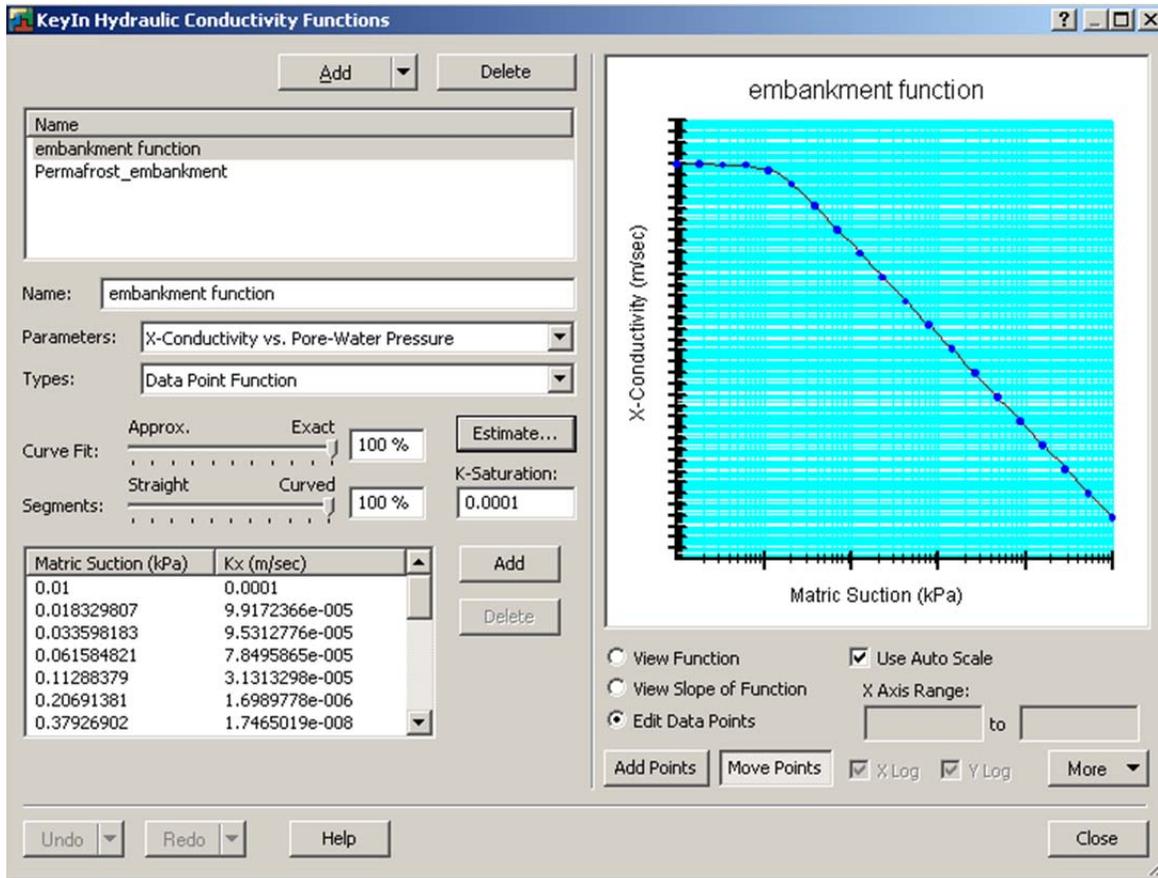


Figure A25. Fonction de conductivité hydraulique pour le matériel de remblai

A.3.1.2 Matériel de tourbe et de silt

Au site d'étude la tourbe et le silt sont saturés en eau tout au long de l'année. Pour cette raison, leur potentiel de compressibilité (M_v) (qui augmente avec la succion) est très bas. Les propriétés de la tourbe sont les suivantes : 1) une conductivité hydraulique à saturation de $8,7 \times 10^{-5}$ m/s; 2) un contenu volumétrique en eau à saturation de $0,81 \text{ m}^3/\text{m}^3$ et 3) un coefficient de compressibilité de $1^{-5}/\text{KPa}$. Les propriétés du silt ont été définies comme suit : 1) une conductivité hydraulique à saturation de 3×10^{-6} m/s; 2) un contenu volumétrique en eau à saturation de $0,355 \text{ m}^3/\text{m}^3$ et 3) un coefficient de compressibilité de $1^{-5}/\text{KPa}$ (Figure A26).

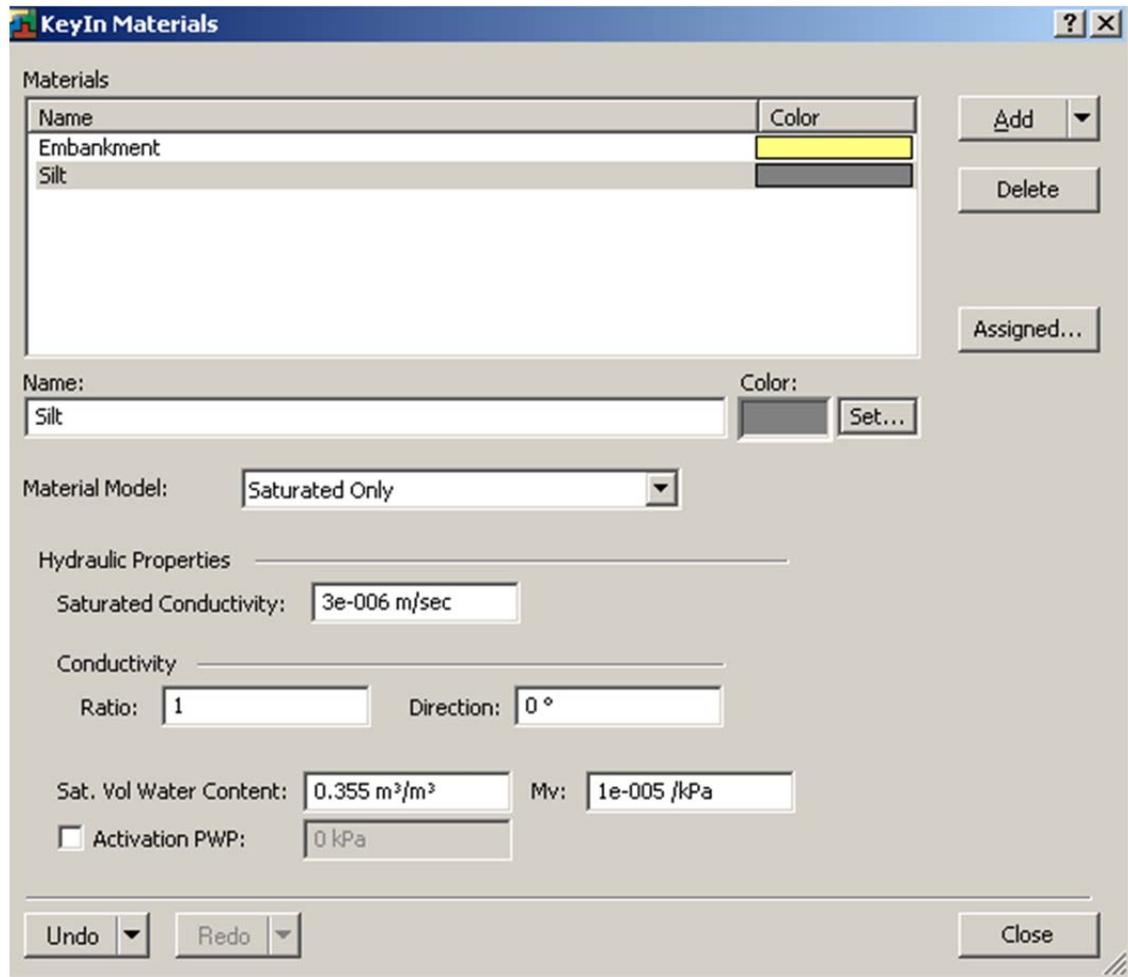


Figure A26. Propriétés du silt

A.3.1.3 Silt gelé

La conductivité hydraulique d'un sol gelé saturé en eau est généralement très basse. Dans un sol sableux-silteux complètement gelé la conductivité hydraulique est environs 1×10^{-11} m/s (Nixon, 1991; McCauley et al. 2002). Selon Egginton et Dyke (1990), la conductivité hydraulique d'un sol à granulométrie fine en dégel ayant une température très près de 0°C peut être trois ordres de grandeur supérieure que dans un sol complètement gelé. Pour les besoins du modèle une conductivité hydraulique de 1×10^{-8} m/s a été utilisée pour le matériel silteux gelé. Pour le même matériel, le contenu en eau volumétrique non-gelé à saturation a été calculé selon la formule d'Anderson et Banin (1975) avec les valeurs trouvées dans Andersland et Ladanyi (2004). Le résultat est de $0,048 \text{ m}^3/\text{m}^3$.

A.3.1.4 Matériel de remblai gelé

Une conductivité hydraulique de 1×10^{-8} m/s a été utilisée pour le matériel de remblai gelé (non-saturé en eau) selon les calculs tirés de Andersland et Ladanyi (2004). Les autres paramètres utilisés ont les mêmes valeurs que le matériel de remblai non-gelé (contenu en eau résiduel de $0 \text{ m}^3/\text{m}^3$, contenu en eau volumétrique à saturation de 0,39, limite de liquidité de 0%, D10 de 1mm et D60 de 11 mm).

A.3.2 Définition des conditions limites

La définition de conditions limites est essentielle pour l'exécution d'un modèle. C'est en quelques sortes le moteur des processus que le modèle souhaite représenter. Les conditions limites possibles pour un modèle d'écoulement sont soit la différence de la charge hydraulique entre deux points (élévation et/ou pression) ou encore la différence de flux (Q). Les conditions limites ont été définies à l'aide de l'outil *Boundary Conditions* dans le menu *KeyIn* (Figure A27).

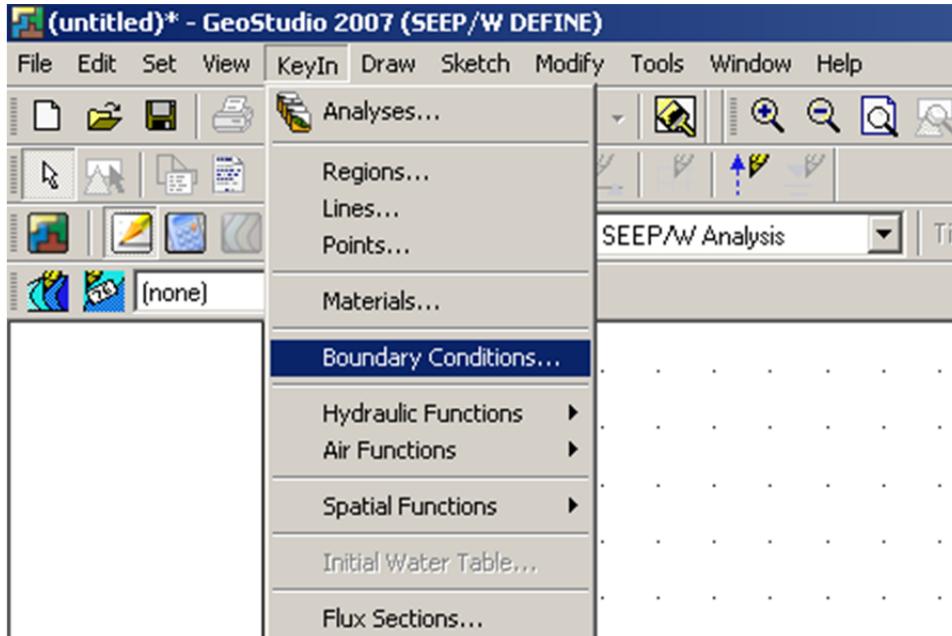


Figure A27. Menu pour créer et ajuster les conditions limites

Deux conditions limites sont générées pas défaut : 1) *zero pressure* (pression zero) et 2) *potential seepage face* (surface d'écoulement potentiel) (Figure A28). La condition limite *Zero pressure* représente un endroit du modèle où aucune pression hydraulique n'est

applicable (à l'endroit d'un drain par exemple) tandis que la condition limite *potential seepage face* est utilisée lorsque ni la tête hydraulique, ni le débit ne sont connus sur une surface donnée. Ces conditions n'ont pas été utilisées pour le présent modèle. Deux conditions limites ont été créées : la charge hydraulique en amont du modèle (égale à l'élévation, soit 695 m) et la charge hydraulique en aval du modèle (égale à l'élévation, soit 692,5 m) (Figures A29 et A30).

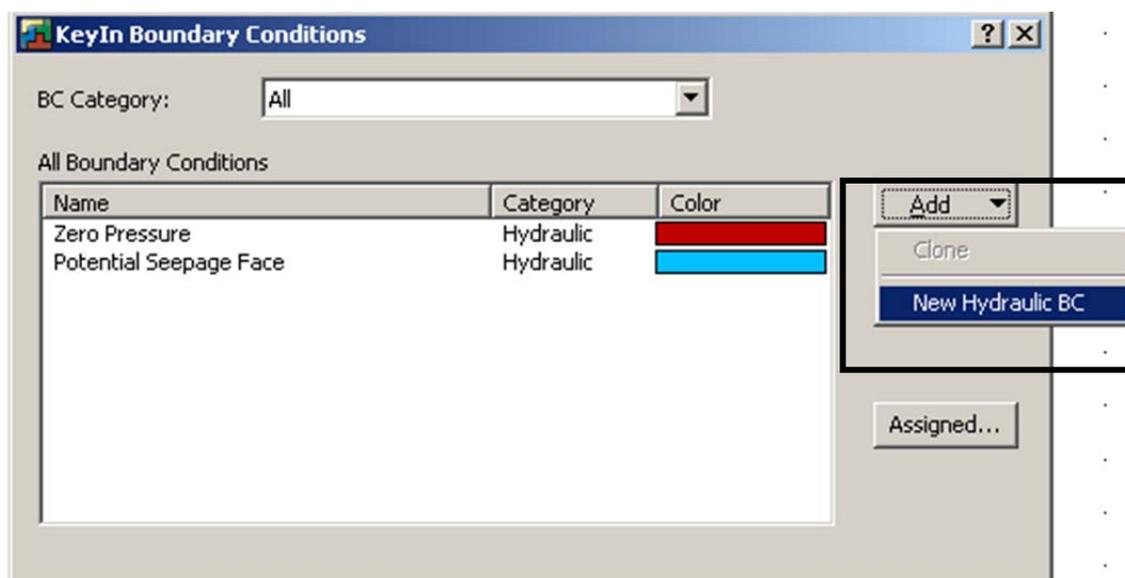


Figure A28. Insertion d'une nouvelle condition limite

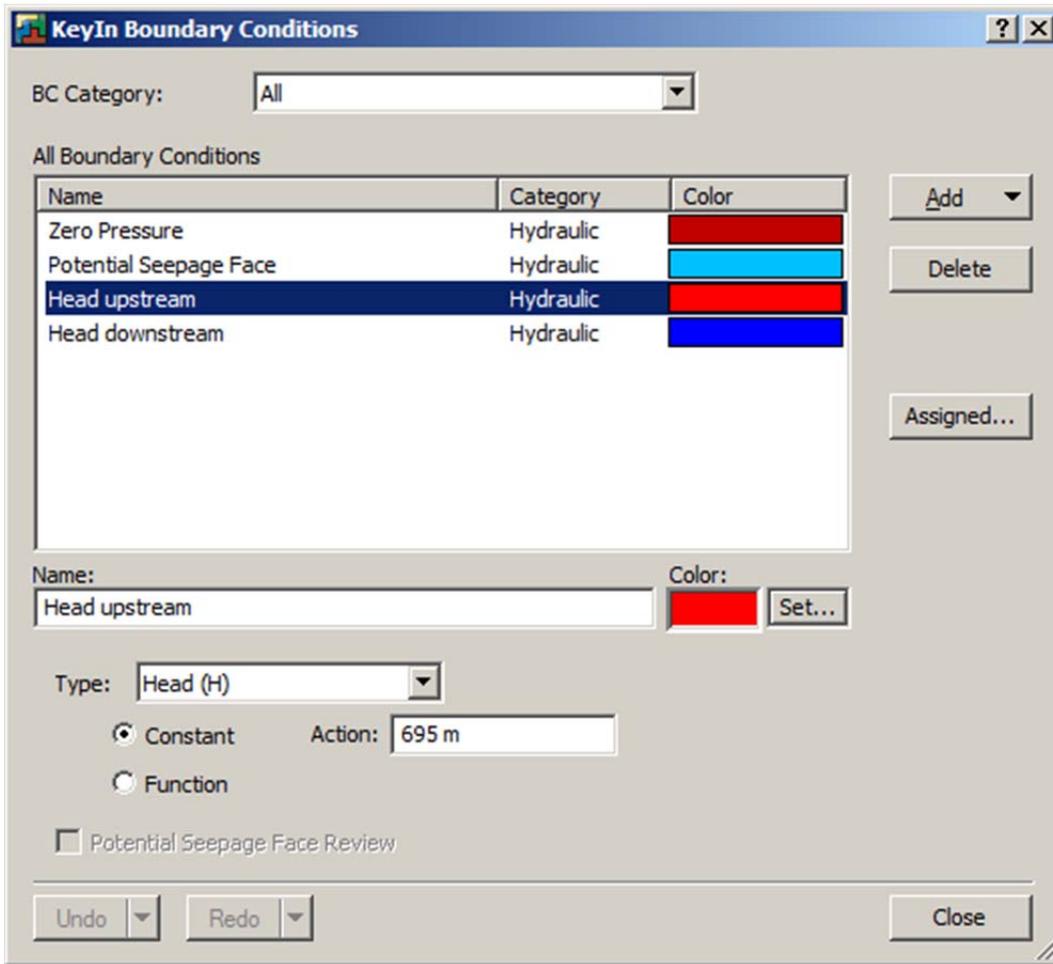


Figure A29. Mise en place de la condition limite en aval du modèle

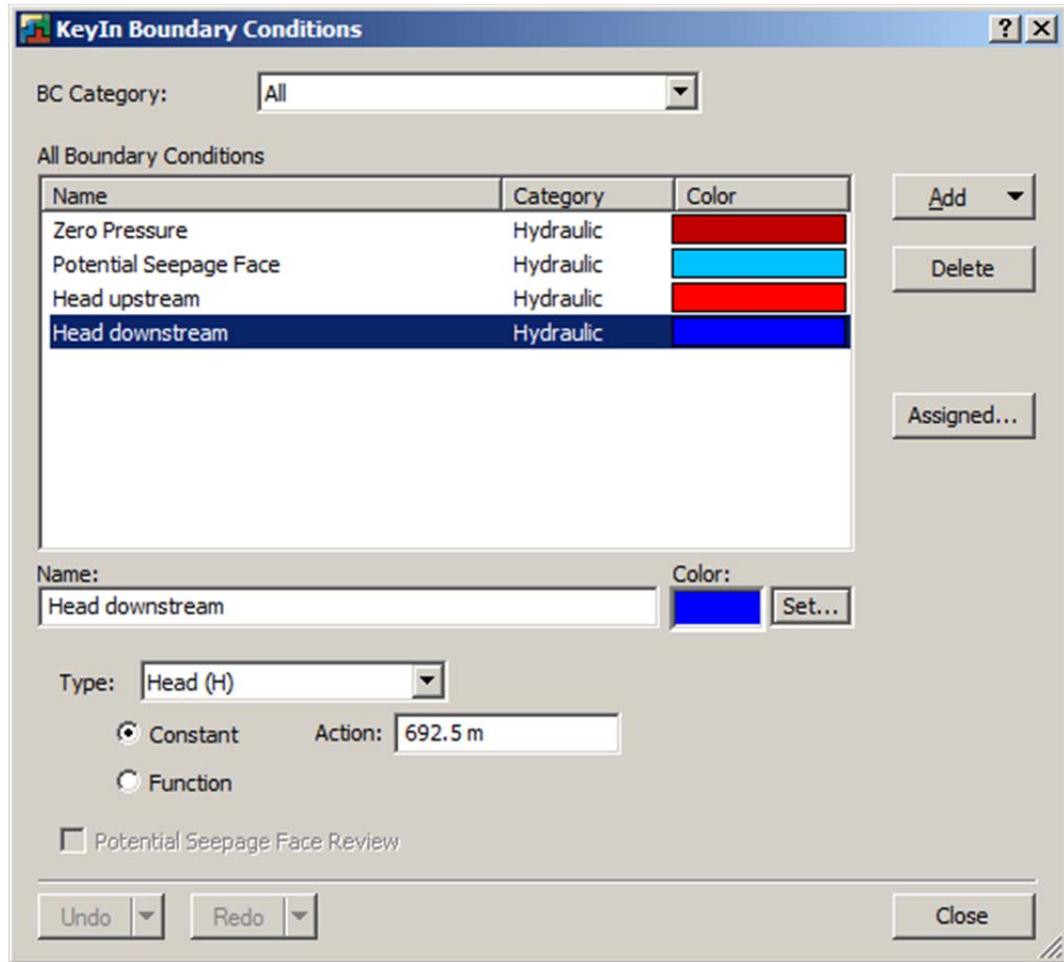


Figure A30. Mise en place de la condition limite en aval du modèle

A.3.3 Insertion du matériel et des conditions limites dans le modèle

L'insertion du type de matériel dans le modèle a été effectuée à l'aide de l'outil *Materials* dans le menu *Draw* (Figure A31). Le sol présent au site d'étude a été dessiné dans le modèle hydrologique en cinq couches : 1) matériel de remblai non-gelé (jaune); 2) matériel de remblai gelé (jaune foncé); 3) tourbe non-gelée (vert); 4) silt non-gelé (gris) et silt gelé (bleu) (Figure A32).

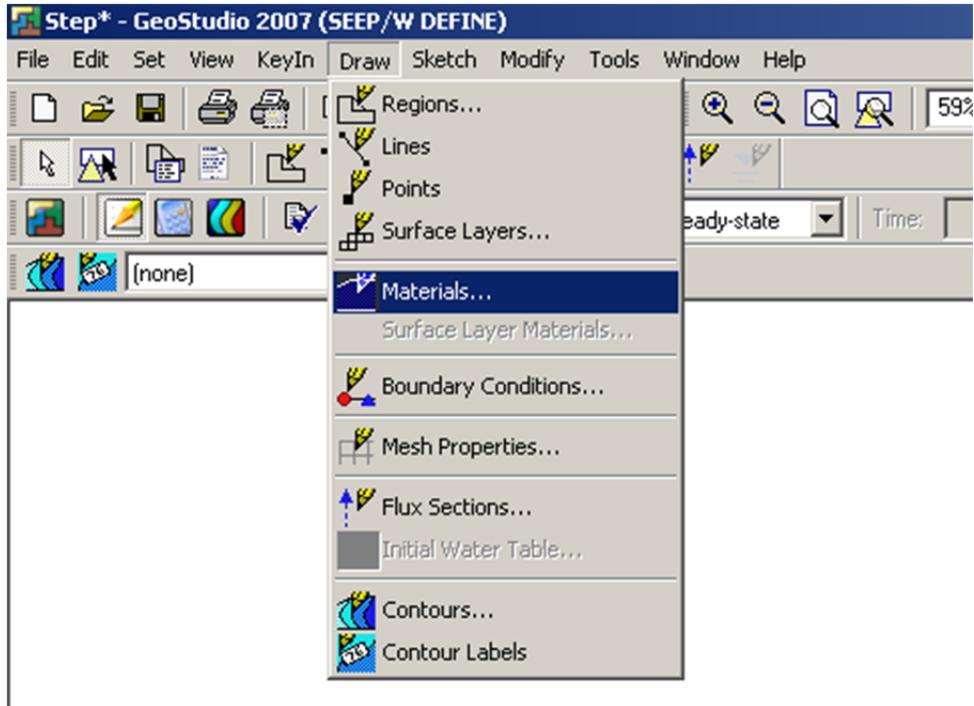


Figure A31. Menu utilisé pour assigner le type de matériel dans le modèle

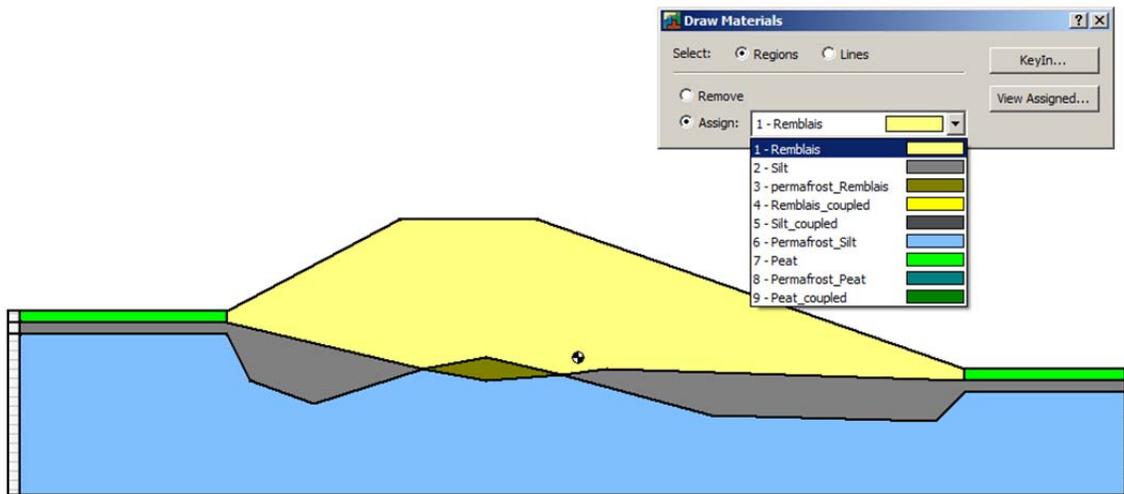


Figure A32. Illustration des différentes couches de matériel insérées dans le modèle : Jaune; matériel de remblai non-gelé, jaune foncé; matériel de remblai gelé, vert; tourbe non-gelée, gris; silt non-gelé et bleu; silt gelé

Les conditions limites définies plus tôt (*Head upstream* (rouge) et *Head downstream* (bleu)) ont été ajoutées au modèle avec l'outil *Boundary conditions* dans le menu *Draw* (Figures A33 et A34).

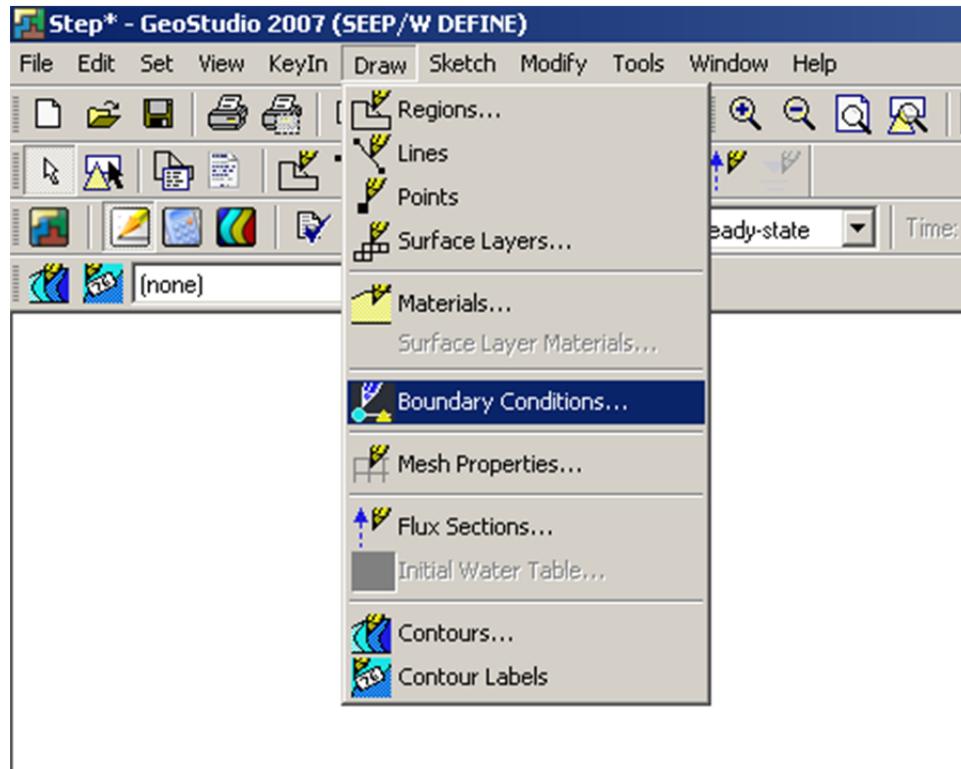


Figure A33. Outil nécessaire pour ajouter les conditions limites au modèle

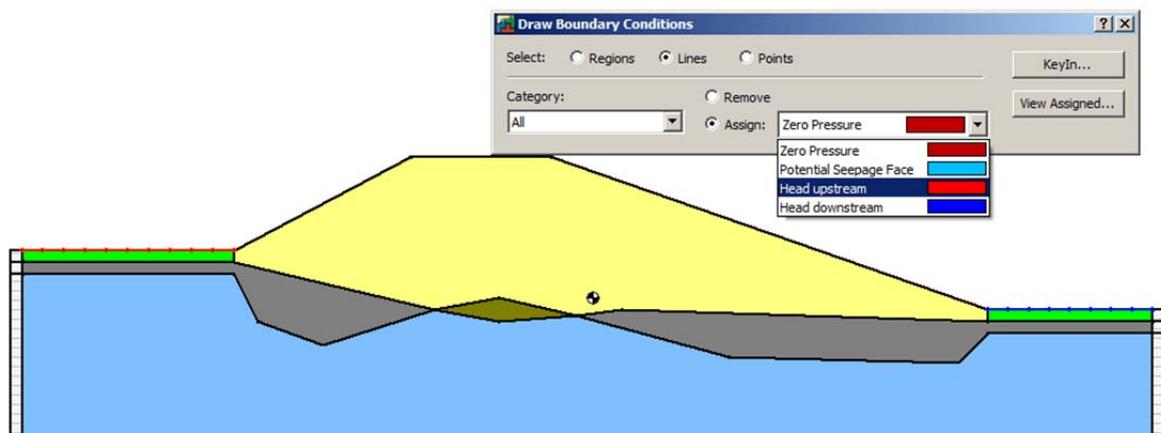


Figure A34. Les conditions limites sont ajoutées au modèle. Rouge: *head upstream*; bleu: *head downstream*

A.3.4 Simulations

Une fois la géométrie, les matériaux et les conditions limites déterminés, les modèle est prêt à fonctionner. Une dernière étape avant le lancement de la simulation permet de vérifier si

une ou plusieurs erreurs se sont glissées dans la mise en place du modèle. La vérification se fait à l'aide de l'outil *Verify/Optimize* dans le menu *Tools* (Figure A35). La figure A36 est un exemple de ce qui se passe lorsqu'une erreur est détectée. Si aucune erreur n'est trouvée, la simulation peut débuter à l'aide de l'outil *Solve Analyses* tool (Figure A37).

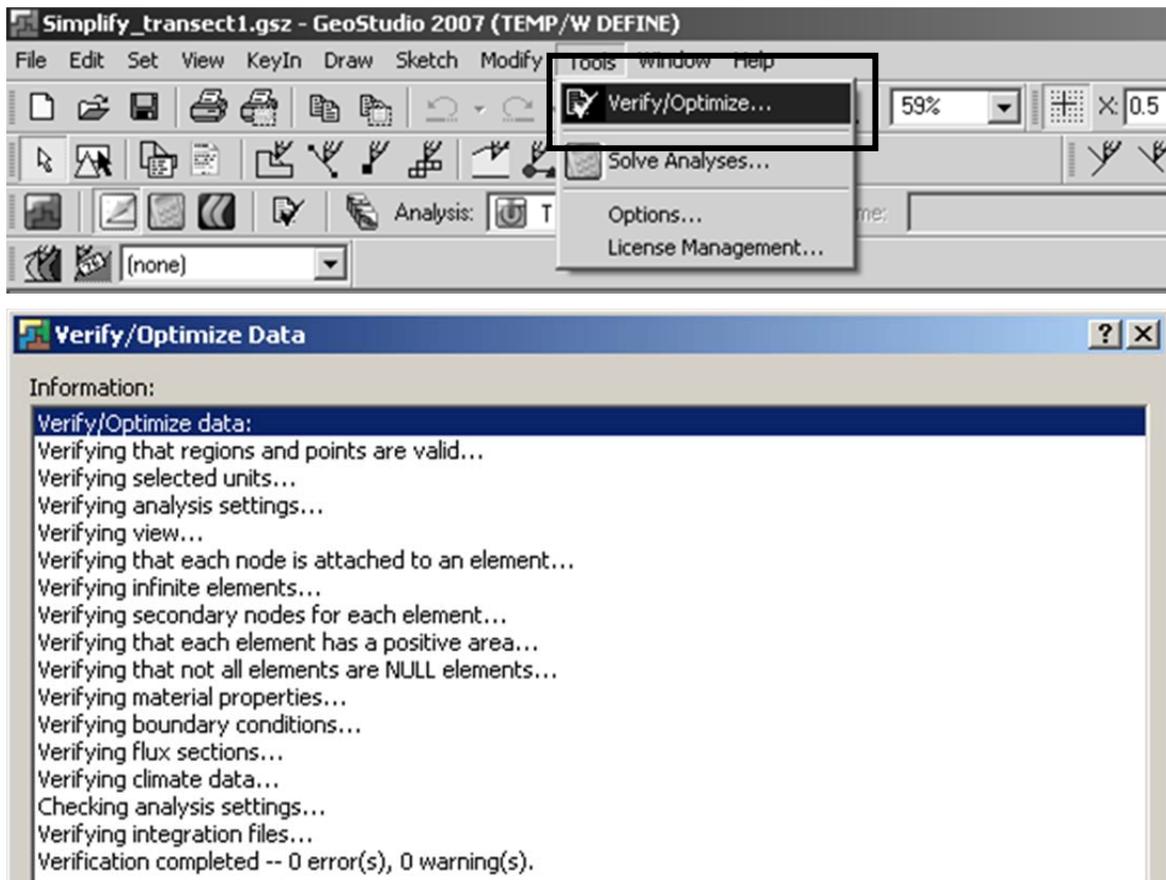


Figure A35. Outil de vérification du modèle

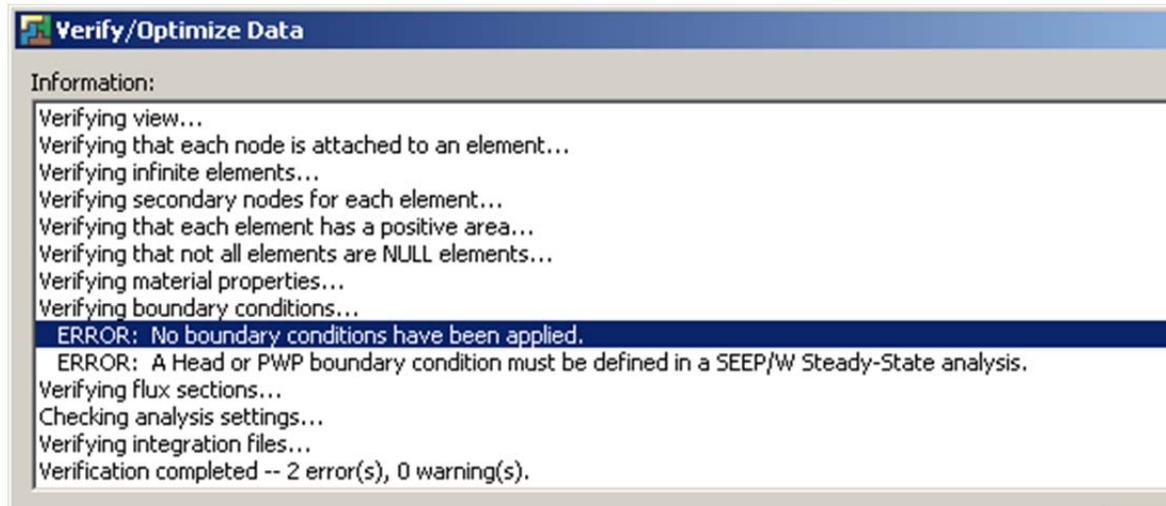


Figure A36. Exemple d'une erreur détectée. Dans le cas présent, les conditions limites n'ont pas été appliquées sur le modèle.

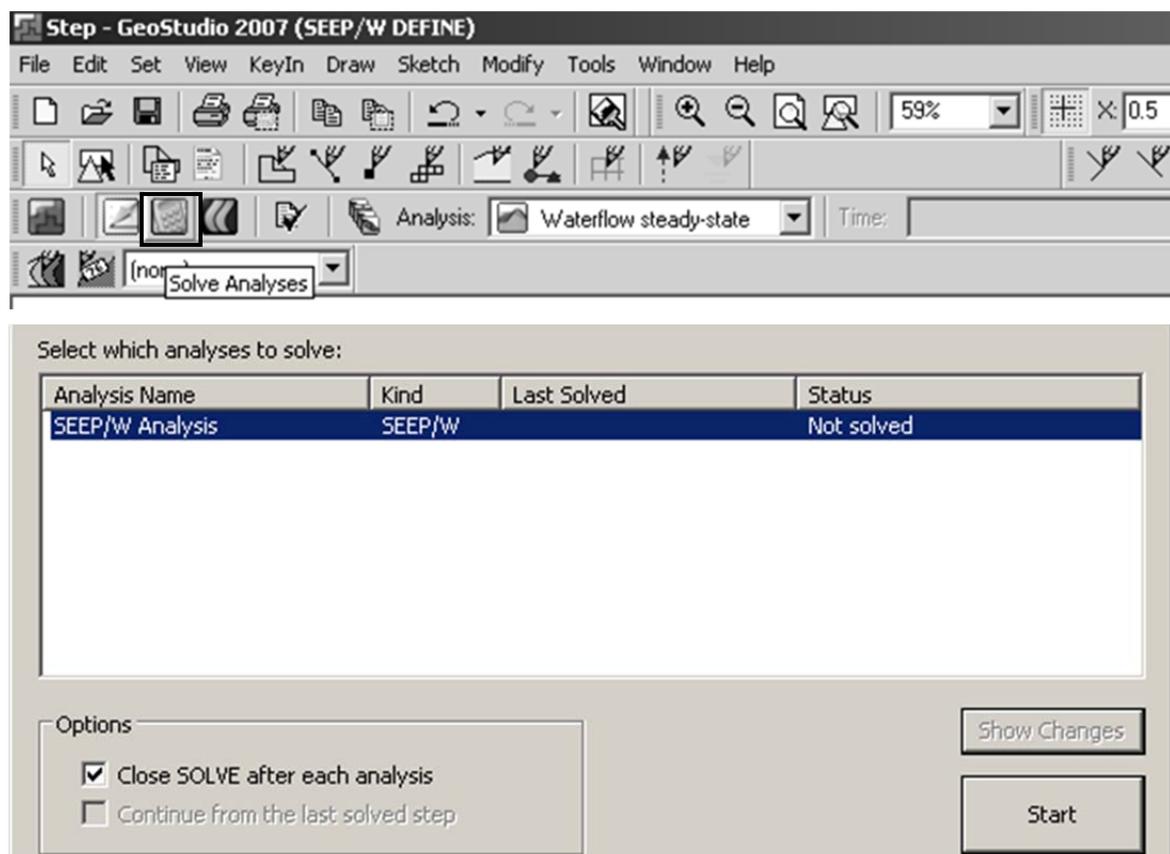


Figure A37. Outil pour faire rouler le modèle

A.3.5 Afficher les résultats

Les résultats de la simulation peuvent être visualisés à l'aide du mode *contour*. Pour un modèle d'écoulement il est possible de visualiser les vecteurs de vitesse, le différentiel de pression hydraulique, les lignes d'écoulement, la hauteur de la nappe phréatique ainsi que le débit dans une zone précise. La figure A38 représente les résultats obtenus suite au roulement de la simulation. La différence de pression hydraulique est représentée par le dégradé de couleur (rouge : plus haute pression et bleu : plus basse pression). La hauteur de la nappe phréatique est représentée par la ligne pointillée bleue. Les vecteurs de vitesse sont représentés par les flèches noires, les lignes d'écoulement par les lignes vertes et les chiffres bleus représentent le débit aux endroits identifiés sur le modèle.

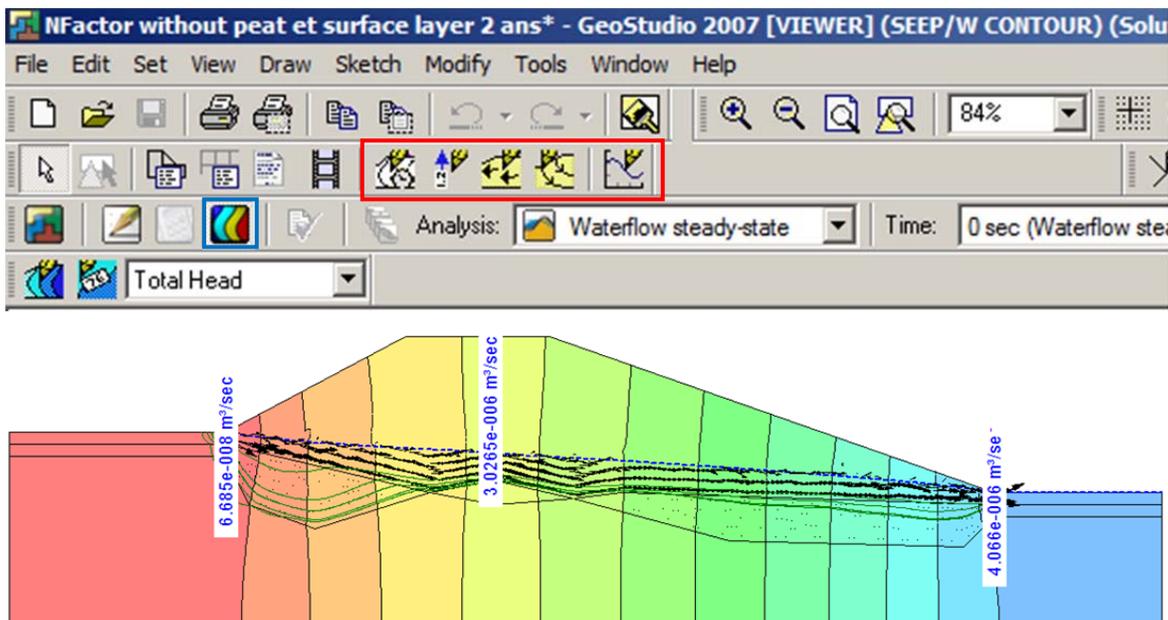


Figure A38. Mode *contour* et visualisation des résultats. Le carré bleu représente l'outil nécessaire pour passer en mode *Contour* et le carré rouge encercle les outils nécessaires pour visualiser les résultats. La différence de pression hydraulique est représentée par le dégradé de couleur (rouge : plus haute pression et bleu : plus basse pression). La hauteur de la nappe phréatique est représentée par la ligne pointillée bleue. Les vecteurs de vitesse sont représentés par les flèches noires, les lignes d'écoulement par les lignes vertes et les chiffres bleus représentent le débit aux endroits identifiés sur le modèle.

Il est possible d'obtenir les résultats pour un nœud ou un élément sélectionné dans le modèle. Pour ce faire l'outil *Result Information* dans le menu *View* doit être sélectionné (Figures A39 et A40).



Figure A39. Sélection de l'outil *Result information*

Parameter	1847
X (m)	42.484231
Y (m)	696.98019
Z (m)	0
Total Head (m)	693.75907
Pore-Water Pressure (kPa)	-31.589558
Pressure Head (m)	-3.2211235
Water Flux (m ³ /sec)	None
Cumulative Water Flux (m ³)	None
X-Velocity Magnitude (m/sec)	2.3371529e-013
Y-Velocity Magnitude (m/sec)	1.6647907e-014
XY-Velocity Magnitude (m/sec)	2.3430747e-013
X-Gradient	0.025650772
Y-Gradient	-0.0018274567
XY-Gradient	0.025715787
X-Conductivity (m/sec)	9.1114644e-012
Y-Conductivity (m/sec)	9.1114644e-012
Vol. Water Content (m ³ /m ³)	0.0037927049
Slope of Vol. Water Content Fn. (/kPa)	3.1030834e-005

Figure A40. Données obtenues pour un nœud sélectionné avec l'outil *result information*

A.4 Définition du modèle thermique en état stationnaire

A.4.1 Ajout d'une analyse

Une ou plusieurs analyses peuvent être ajoutées à un même projet via l'outil *Analyses* dans le menu *KeyIn* dans le mode *define* (Figure A41). Dans le cas présent une nouvelle analyse thermique en état stationnaire a été ajoutée et fut réalisée avec le module TEMP/W (Figure A42). Les valeurs utilisées pour les paramètres de réglage initial, de contrôle, de convergence et de temps furent les valeurs générées par défaut.

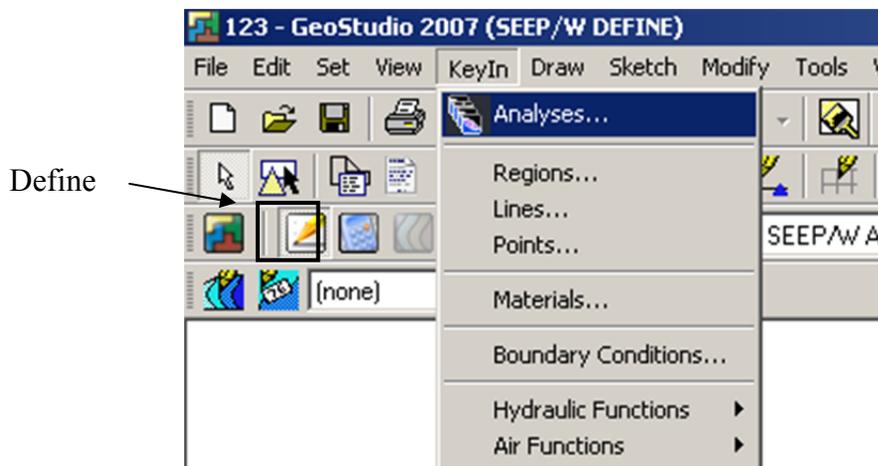


Figure A41. Ajout d'une nouvelle analyse à partir du menu *KeyIn* en mode *Define*

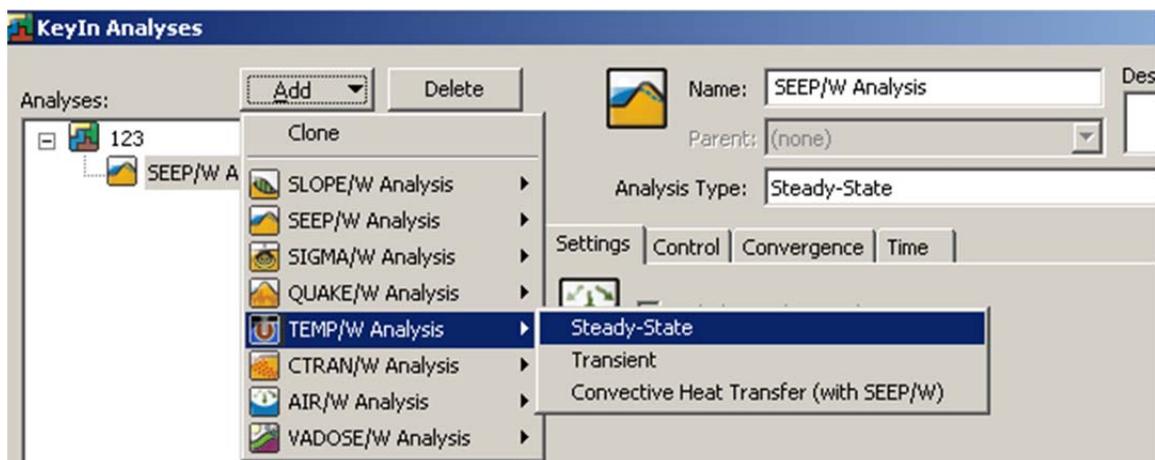


Figure A42. Définition de la nouvelle analyse thermique en état stationnaire (steady-state)

A.4.2 Définition du matériel

Chacune des couches de matériel (remblai, tourbe et silt) a été redéfinie dans le modèle avec de nouvelles propriétés thermiques. Il n'a pas été nécessaire de spécifier des couches différentes pour le matériel se trouvant gelé à l'année longue car le modèle thermique tient compte des changements de phase (i.e. changements des propriétés thermiques lorsque le sol gèle ou dégèle). Les propriétés suivantes provenant de mesures *in situ* et en laboratoire ont été intégrées dans le modèle pour chaque couche de matériel: 1) conductivité thermique du sol gelé et non-gelé (fonction); 2) capacité thermique volumétrique et capacité thermique massique pour le sol gelé et non-gelé (fonction); 3) conductivité thermique du minéral (excluant la couche de tourbe) et 4) contenu volumétrique en eau non-gelée (fonction) (Figure A43).

The screenshot shows the 'KeyIn Materials' dialog box. At the top, there is a table with two columns: 'Name' and 'Color'. The table contains two entries: 'Embankment' with a yellow color swatch, and 'Silt' with a grey color swatch. To the right of the table are buttons for 'Add', 'Delete', and 'Assigned...'. Below the table, there are input fields for 'Name' (containing 'Embankment') and 'Color' (with a yellow swatch and a 'Set...' button). A 'Material Model' dropdown menu is set to 'Full Thermal'. Below this, there are two dropdown menus for 'Thermal K vs Temp. Fn' and 'Unfrozen Vol. WC Fn', both set to '(none)'. At the bottom, there are input fields for 'Volumetric Heat Capacity' (Unfrozen: 0 J/m³/°C, Frozen: 0 J/m³/°C), 'Insitu Vol. Water Content' (0 m³/m³), and a checkbox for 'Activation Temp' (unchecked) with a value of 0 °C.

Figure A43. Choix du modèle pour le matériel de remblai (*Full thermal*)

A.4.2.1 Matériel de remblai

Selon les mesures de terrain et les analyses de laboratoire, la conductivité thermique du matériel de remblai (principalement du gravier) a été établie à 0,83 J/s/m/c pour le matériel non-gelé et à 1,45 J/s/m/c pour le matériel gelé (Figures A44 et A45). La fonction du contenu volumétrique en eau non-gelée a été estimée à partir d'un échantillon de matériel de gravier déjà intégré dans le module (Figures A46 et A47). La capacité thermique volumétrique du matériel dégelé a été établie à 3134911,2 J/m³/°C tandis que la capacité thermique volumétrique du matériel gelé était de 2212294,2 J/m³/°C. Le contenu volumétrique en eau *in situ* était de 0,39 m³/ m³ (Figure A48).

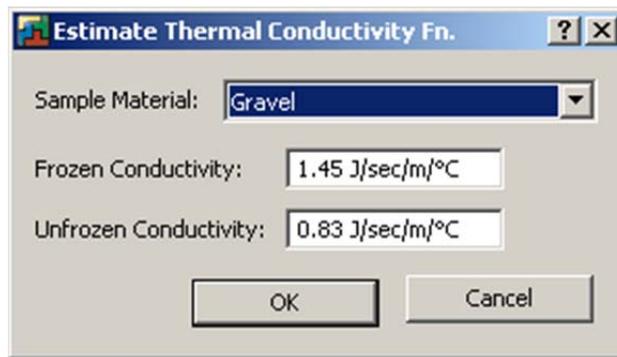


Figure A44. Estimation de la fonction de conductivité thermique pour le matériel de remblai

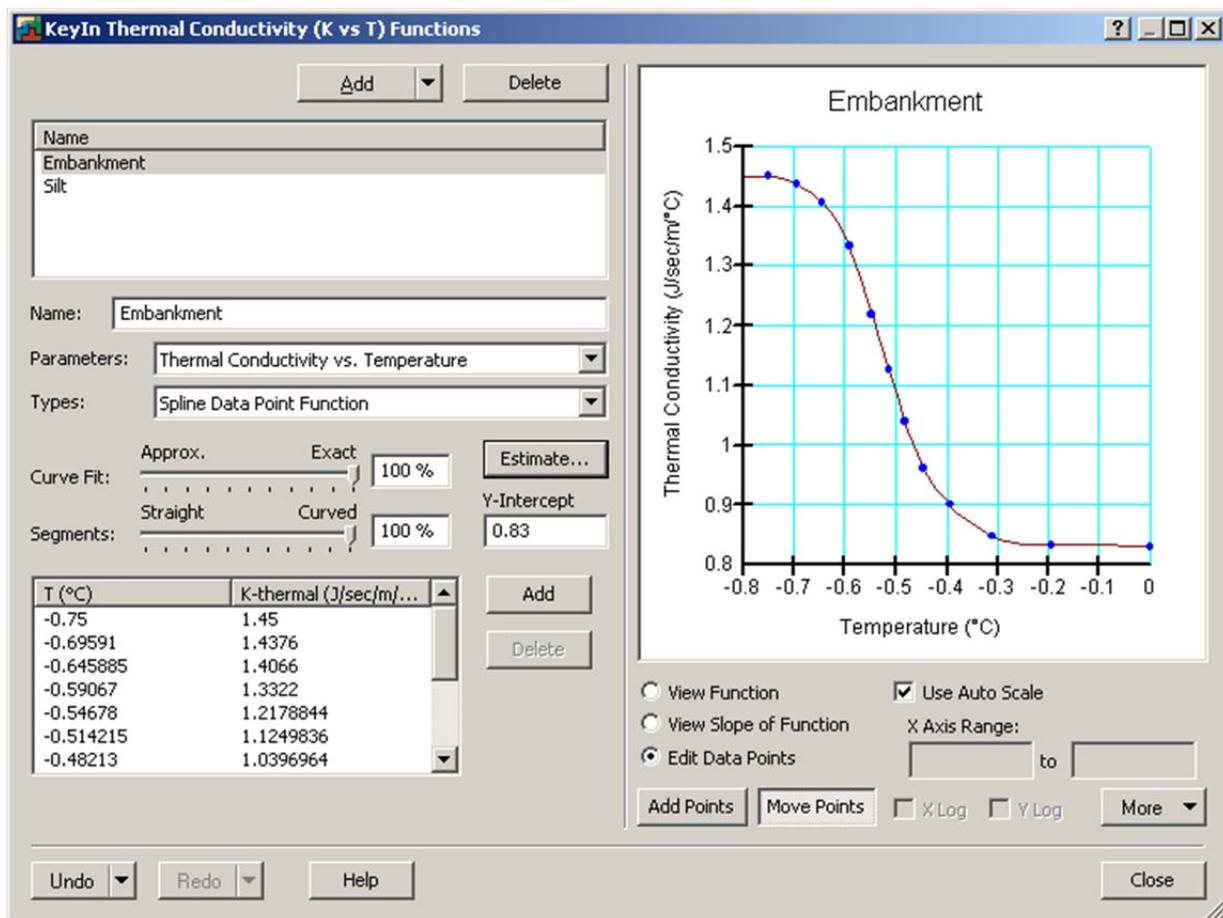


Figure A45. Fonction de conductivité thermique pour le matériel de remblai



Figure A46. Estimation de la fonction du contenu volumétrique en eau non-gelée pour le matériel de remblai

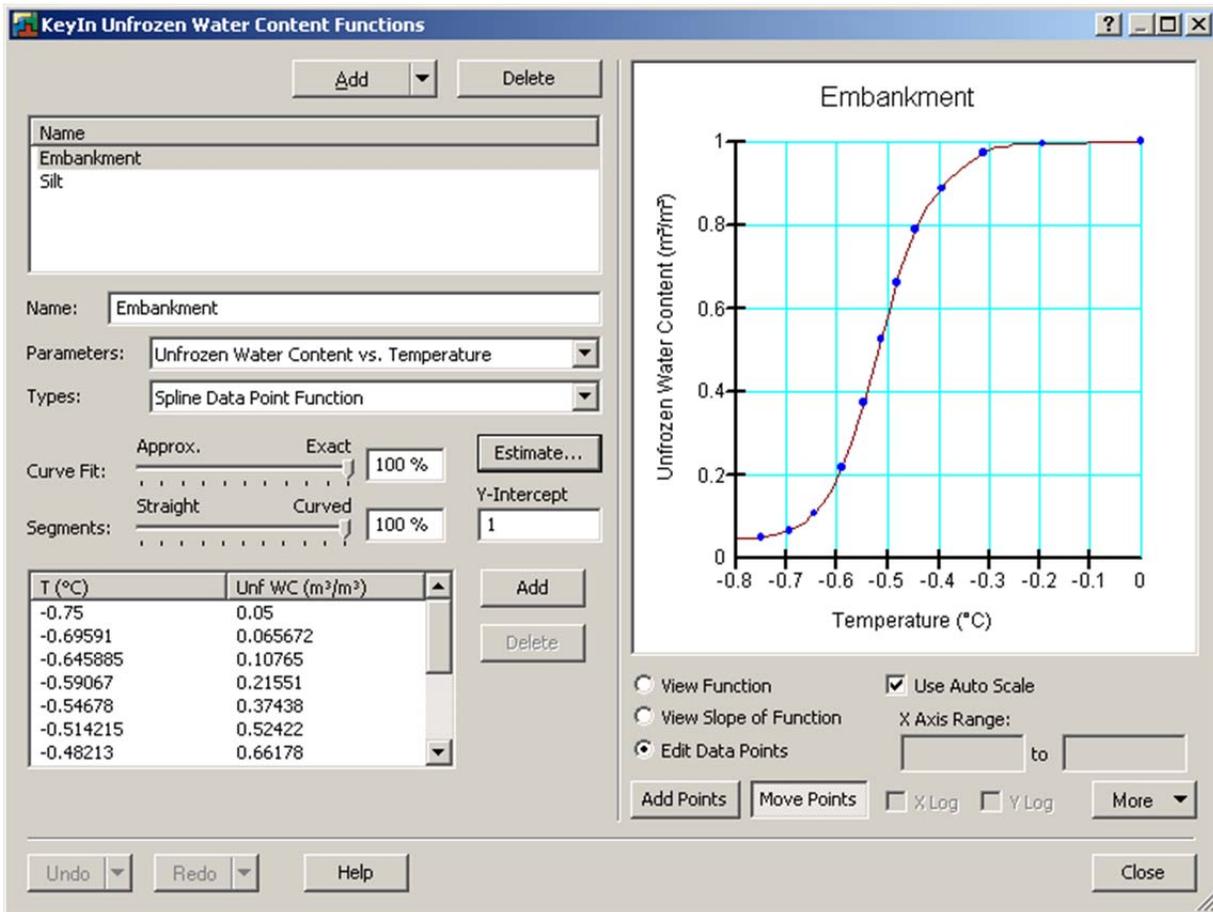


Figure A47. Fonction du contenu volumétrique en eau non-gelée pour le matériel de remblai

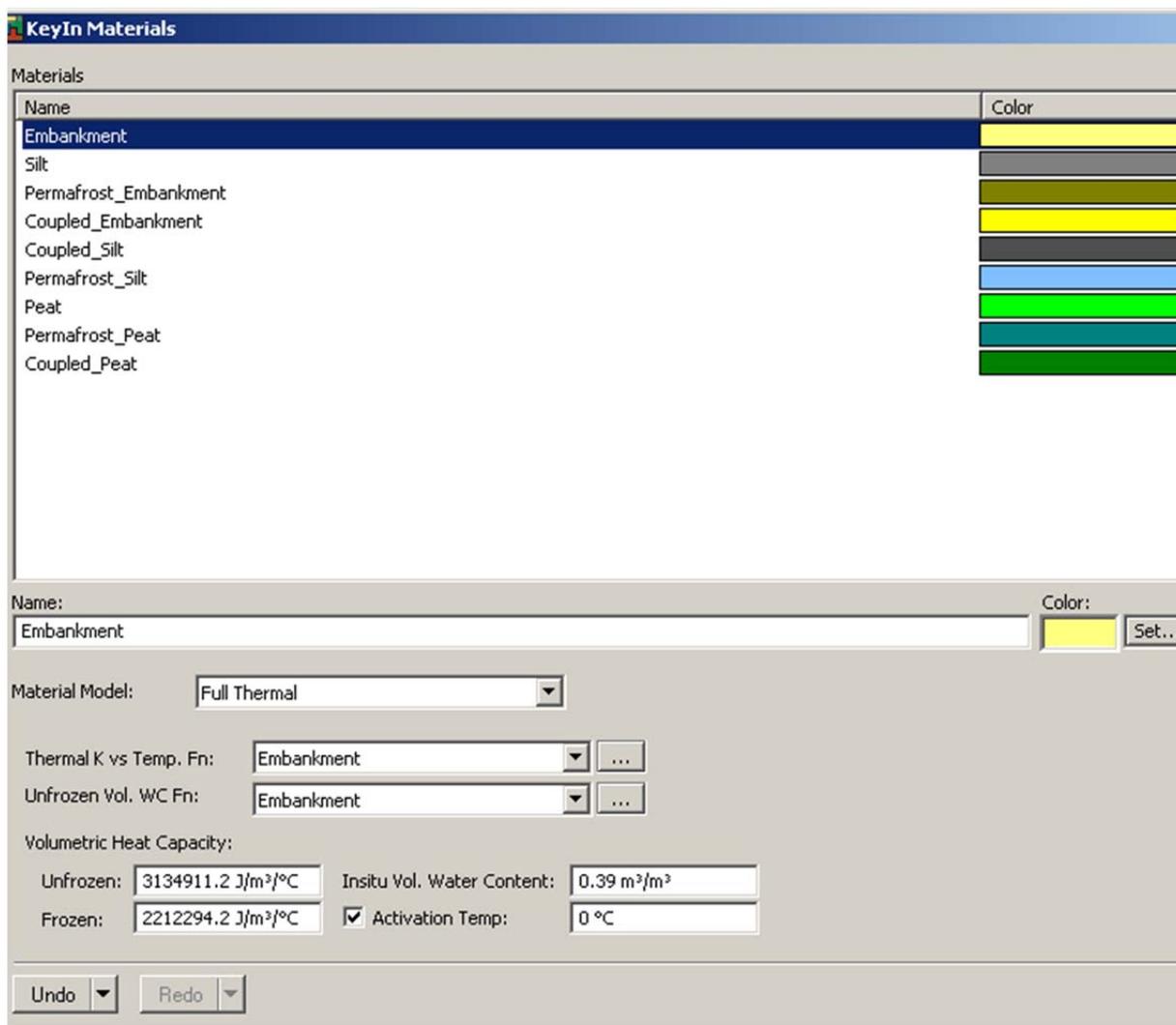


Figure A48. Insertion de tous les paramètres et de toutes les fonctions pour le matériel de remblai

A.4.2.2 Matériel de silt et de tourbe

Le matériel de silt a aussi été déterminé à partir d'un modèle thermique complet (*full thermal material model*). Les fonctions pour estimer les paramètres du silt ont été obtenues à partir d'un échantillon de sable silteux prédéterminé dans Temp/W. Puisque qu'il est plus difficile de définir les paramètres pour la tourbe (i.e. dimension des pores), un modèle thermique simple a été utilisé pour cette couche. Le Tableau A1 montre les valeurs utilisées pour les couches de silt et de tourbe. Les données proviennent de mesures *in situ* et en laboratoire, sauf pour la conductivité thermique gelée et la capacité calorifique volumétrique qui ont été calculées à partir de la méthode de Johansen (1975).

Tableau A1: Propriétés des matériaux de tourbe et de silt utilisés pour la construction du modèle thermique

Paramètres		Tourbe	Silt
Sol non-gelé	Contenu volumétrique en eau non-gelée <i>in situ</i>	0.81 m ³ /m ³	0.36 m ³ /m ³
	Conductivité thermique	0.38 J/sec/m/°C	0.76 J/sec/m/°C
	Capacité thermique volumétrique	3499523.8 J/m ³ /°C	2511338.9 J/m ³ /°C
Sol gelé	Contenu volumétrique en eau non-gelée <i>in situ</i>	0.81 m ³ /m ³	0.06 m ³ /m ³
	Conductivité thermique	1.02 J/sec/m/°C	1.21 J/sec/m/°C
	Capacité thermique volumétrique	1836509.4 J/m ³ /°C	1732033.9 J/m ³ /°C

A.4.3 Définition des conditions limites

Deux types de conditions limites peuvent être déterminés dans TEMP/W: une condition thermique et une condition climatique (Figure A49). La condition thermique réfère à une entrée de températures de sol tandis que la condition climatique permet l'entrée de températures de l'air ainsi que de divers facteurs climatiques (précipitations (eau et neige), vent et humidité relative de l'air) influençant les températures subséquentes du sol. Malheureusement la condition climatique n'est pas encore au point et plusieurs problèmes nous ont restreint à utiliser la condition thermique uniquement. La température de surface du sol a été initialisée à 1°C, le bas de la couche active à 0°C et le bas de la couche de silt à -0,45°C (11 m sous la surface, à une profondeur où les variations annuelles des températures ne se font plus ressentir), selon les données de terrain (Figure A50).

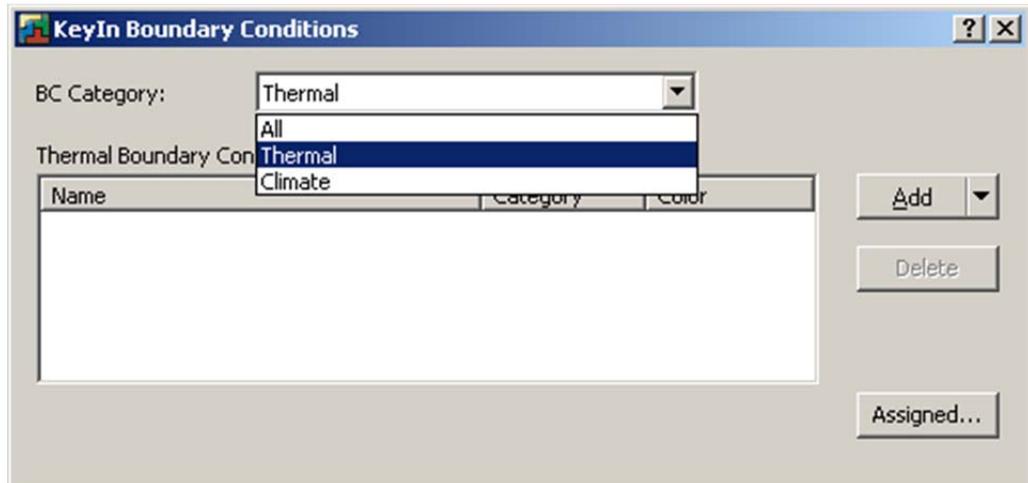


Figure A49. Choix des différentes conditions limites (thermiques ou climatiques).

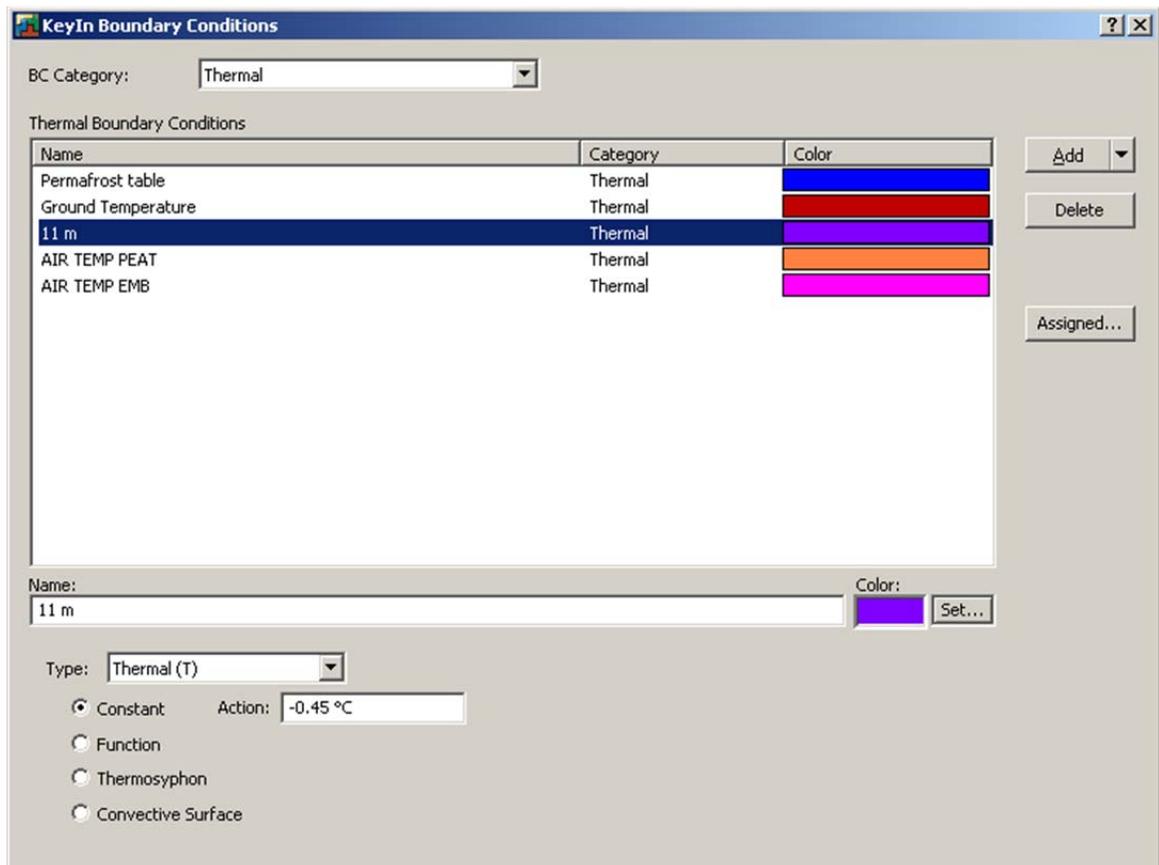


Figure A50. Définition des valeurs pour les différentes conditions limites

A.4.4 Insertion du matériel et des conditions limites dans le modèle

Les matériaux de remblai (jaune), de tourbe (vert) et de silt (gris) ont été dessinés dans le modèle (Figure A51) ainsi que les conditions limites (température de surface (ligne rouge), limite du plafond du pergélisol (ligne bleue) et température à une profondeur de 11 m sous la surface (ligne mauve) (Figure A52)).

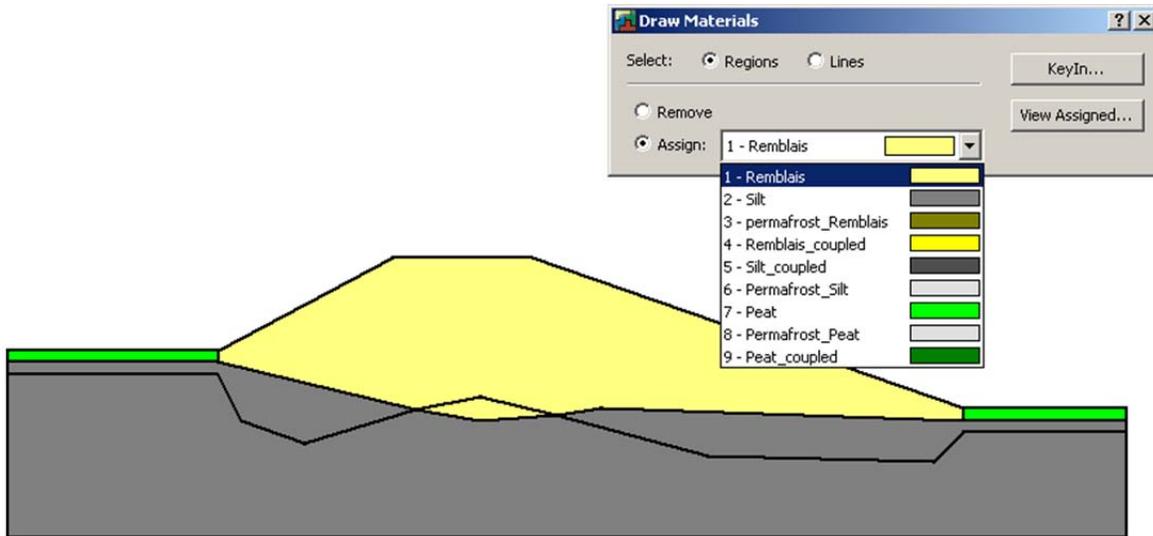


Figure A51. Matériel inséré dans le modèle : remblai (jaune), de tourbe (vert) et silt (gris)

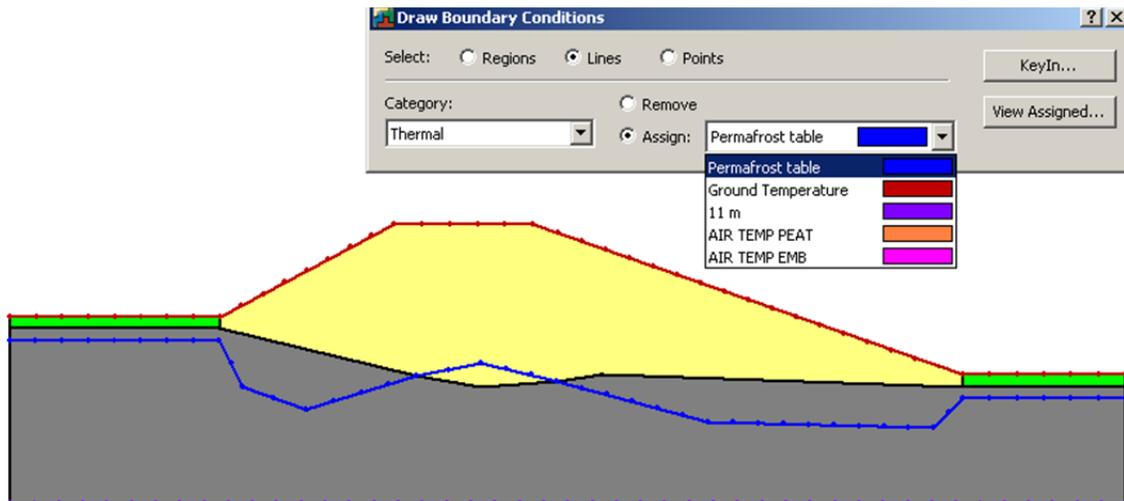


Figure A52. Conditions limites appliquées au modèle: température de surface (ligne rouge, 1°C), limite du plafond du pergélisol (ligne bleue, 0°C) et température à une profondeur de 11 m sous la surface (ligne mauve, -0,45°C)

A.4.5 Simulations et visualisation des résultats

Le modèle a été vérifié puis la simulation a été lancée comme il est démontré sur la figure A53. Dans le mode *contour* les résultats de température (représentés par un dégradé de couleur), de profondeur de gel (représenté par une ligne pointillée bleue) ainsi que les vecteurs de vitesse de transmission de chaleur peuvent être visualisés (Figure A54). Il est aussi possible, comme dans le modèle d'écoulement, d'obtenir les résultats pour un nœud ou un élément sélectionné dans le modèle.

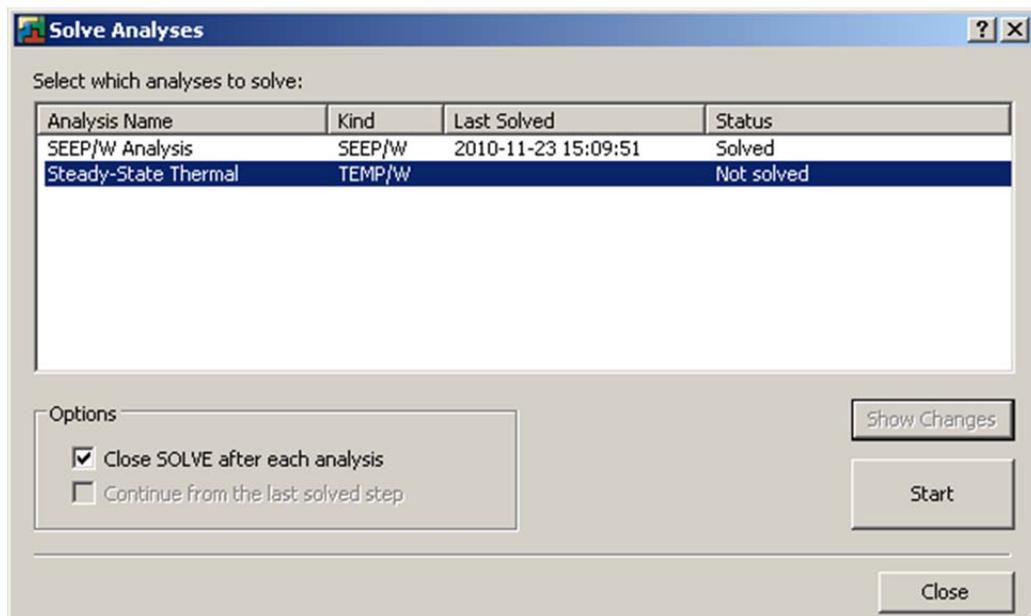


Figure A53. Roulement de l'analyse thermique

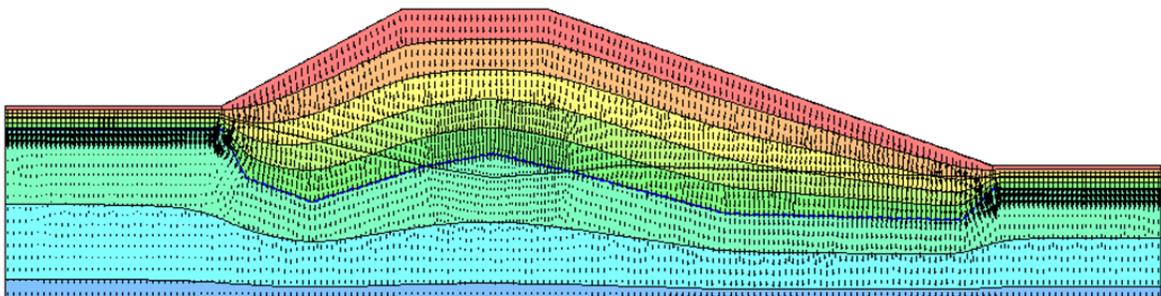


Figure A54. Résultats de l'analyse thermique. La couleur rouge représente la température la plus élevée (1°C) et la couleur bleue la température la moins élevée (-0,45°C). La ligne pointillée bleue représente la limite du sol gelé et les flèches noires représentent les vecteurs de vitesse du transfert de chaleur.

A.5 Définition d'un modèle thermique en mode transitoire

A.5.1 Ajout d'une nouvelle analyse

Afin de saisir l'évolution thermique du modèle dans le temps selon l'évolution des températures de l'air, une analyse thermique en mode transitoire a été créée à l'aide de l'outil *Analyses* dans le menu *KeyIn* (Figures A55 et A56).

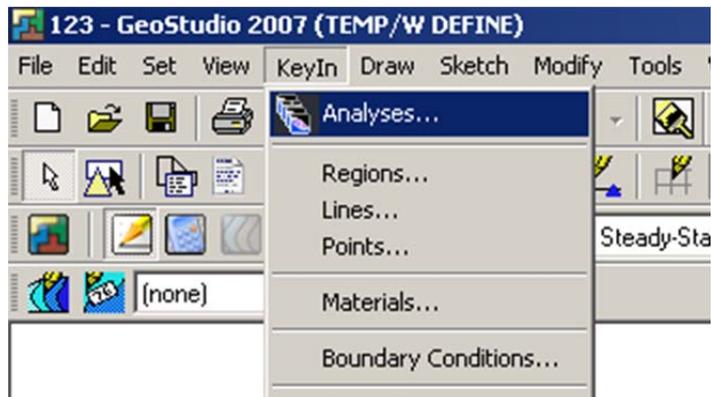


Figure A55. Outil *Analyses*

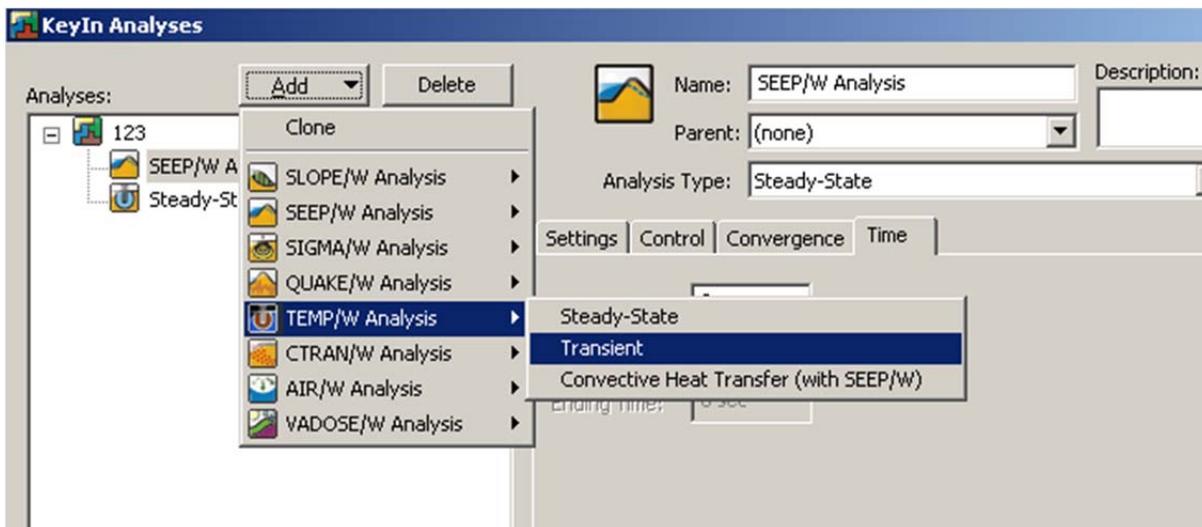


Figure A56. Addition d'une analyse thermique en mode transitoire (*Transient*)

Il est important de déterminer les conditions initiales de l'analyse pour chaque nœud et chaque élément composant le modèle. Les résultats de l'analyse thermique en état stationnaire effectuée au préalable ont été incorporés comme valeurs initiales au modèle thermique transitoire. Pour ce faire, la simulation thermique en état stationnaire a été

identifiée comme analyse parente de la simulation transitoire dans le menu *KeyIn analyses* (Figure A57).

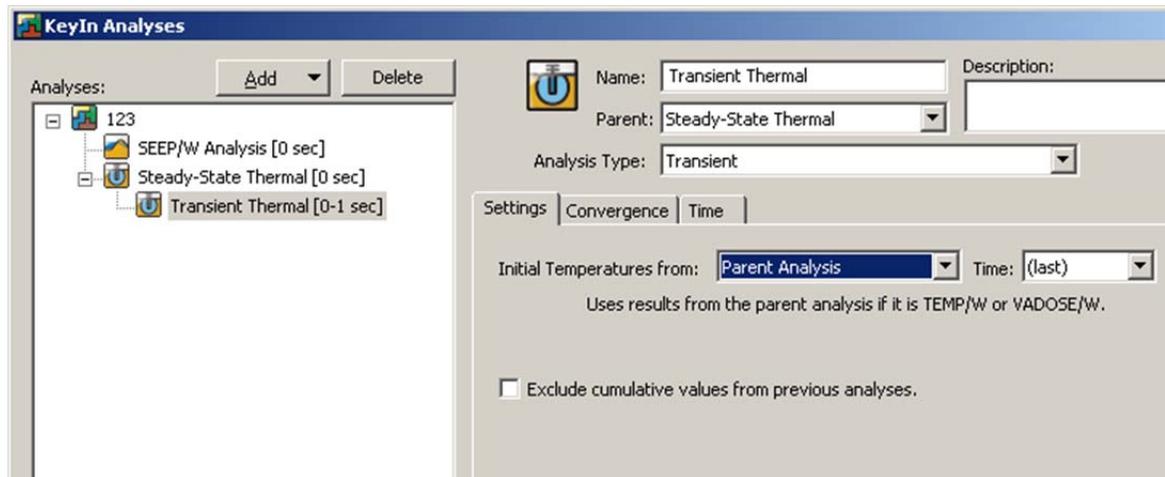


Figure A57. Définition de l'analyse parente pour les conditions initiales du modèle thermique transitoire

Afin d'obtenir les résultats les plus précis possible tout en respectant la capacité de calcul de l'ordinateur, les critères de convergence ont été modifiés. Plus le nombre d'itération est élevé et plus le pourcentage de tolérance est faible, plus la solution est précise mais plus le temps de calcul est long. Suite aux différents essais, le seuil de convergence de la simulation a été établi à 1000 itérations et la tolérance a été ajustée à 0,001% à partir de l'onglet *convergence* du menu *keyIn analyses* (Figure A58). La durée de la simulation a été ajustée à un an (34536000 secondes) avec un pas de temps d'une journée (onglet *time* dans le menu *keyIn analyses*, Figure A59).

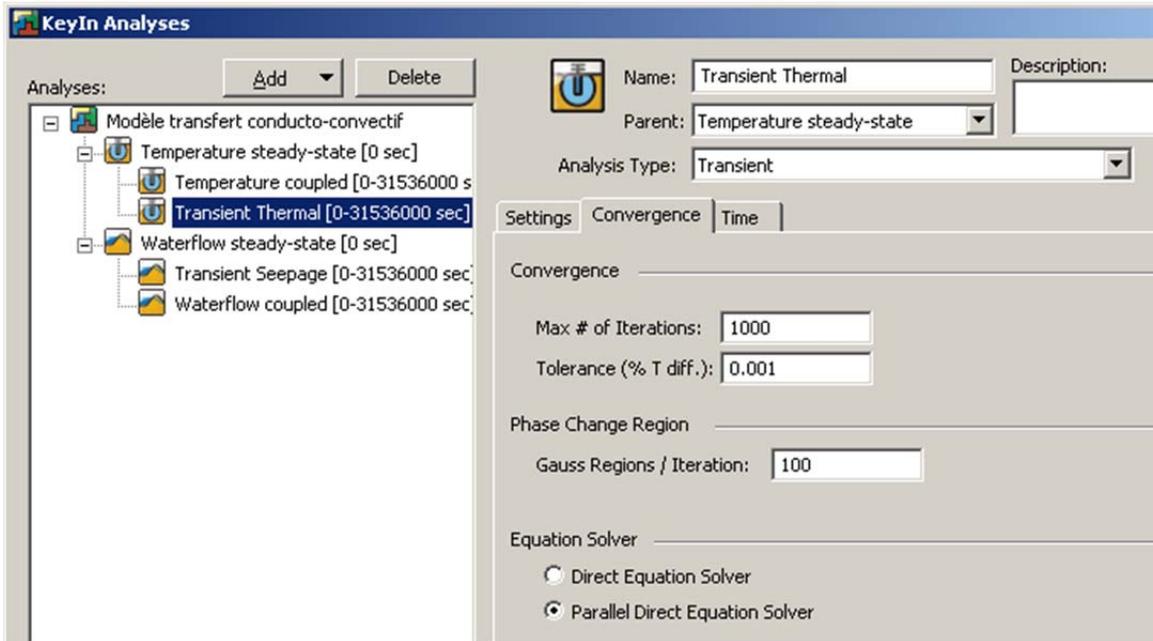


Figure A58. Modification des critères de convergence avec un maximum de 1000 itérations et une tolérance de 0,001%

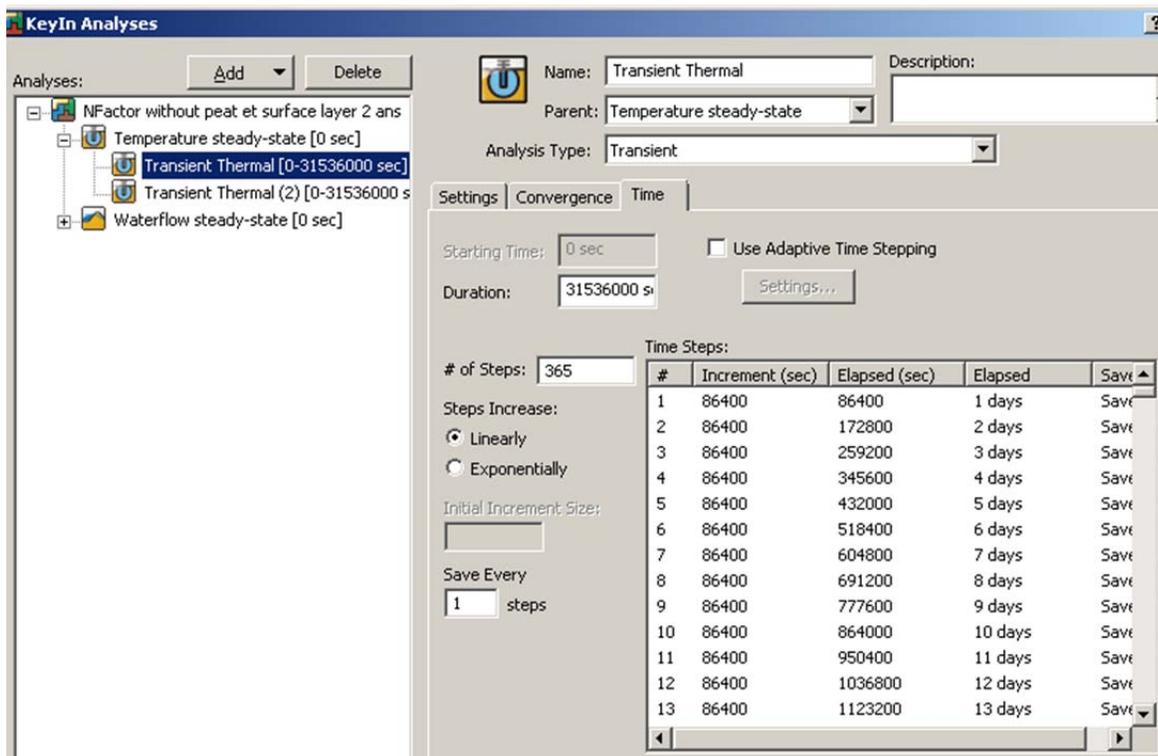


Figure A59. Établissement de la durée de la simulation (deux ans avec un pas de temps d'un jour)

A.5.2 Définition du matériel et des conditions limites

Les caractéristiques des différents matériels sont les mêmes pour l'analyse thermique transitoire que pour l'analyse thermique en état stationnaire. Les conditions limites à 11m

sous la surface ainsi qu'au plafond du pergélisol sous la tourbe ont été gardées pour le modèle transitoire car les mesures de terrain ont démontré que ces températures demeurent invariables tout au long de l'année.

La condition limite de surface a été changée pour une fonction où la moyenne journalière des températures de l'air a été entrée pour un an, du premier octobre 2008 au 30 septembre 2009. Les températures de surface du sol ont été déterminées à partir de facteurs de transformation selon l'équation suivante :

$$T_{sol} = T_{air} \times N \quad [A1]$$

Où T_{sol} représente la température du sol (°C), T_{air} est la température de l'air (°C) et N est le facteur de transformation. Les facteurs de transformation pour les sols gelés (N_f) et les sols non-gelés (N_t) pour chaque matériel de surface (i.e. tourbe et remblai) sont détaillés dans le Tableau A2. Les facteurs de transformation ont été déterminés à partir de mesures de terrain et d'exemples provenant de la littérature (Andersland et Ladanyi 2004).

Tableau A2. Facteurs de transformation (N_t et N_f) selon le type de matériel

Facteur de Transformation	Type de Matériel	
	Remblai	Tourbe
N_t	1,145	0,38
N_f	0,5	0,19

Puisque deux matériaux se retrouvent à la surface avec des facteurs de transformation différents, deux conditions limites de surface ont été créées, l'une pour le matériel de remblai et l'autre pour la tourbe, avec l'outil *add / New Thermal BC* dans le menu *KeyIn / Boundary Conditions*. Puisque ces deux conditions limites ne sont pas constantes, le mot *Function* a été coché (Figure A60). Pour chaque condition limite, deux fonctions ont été

ajoutées : une fonction des températures de l'air (similaire pour les deux conditions limites) et une fonction de transformation selon les facteurs mentionnés plus haut. Les données des températures de l'air ont pu être insérées directement dans les fonctions à partir d'un tableau Excel. Les paramètres sélectionnés ont été la température vs le temps et le type de fonction choisi a été *spline data point* (Figure A61). Pour les fonctions de facteurs de modification, elles représentent les valeurs des facteurs de transformation en fonction des températures de l'air selon une fonction du type *spline* (Figure A62).

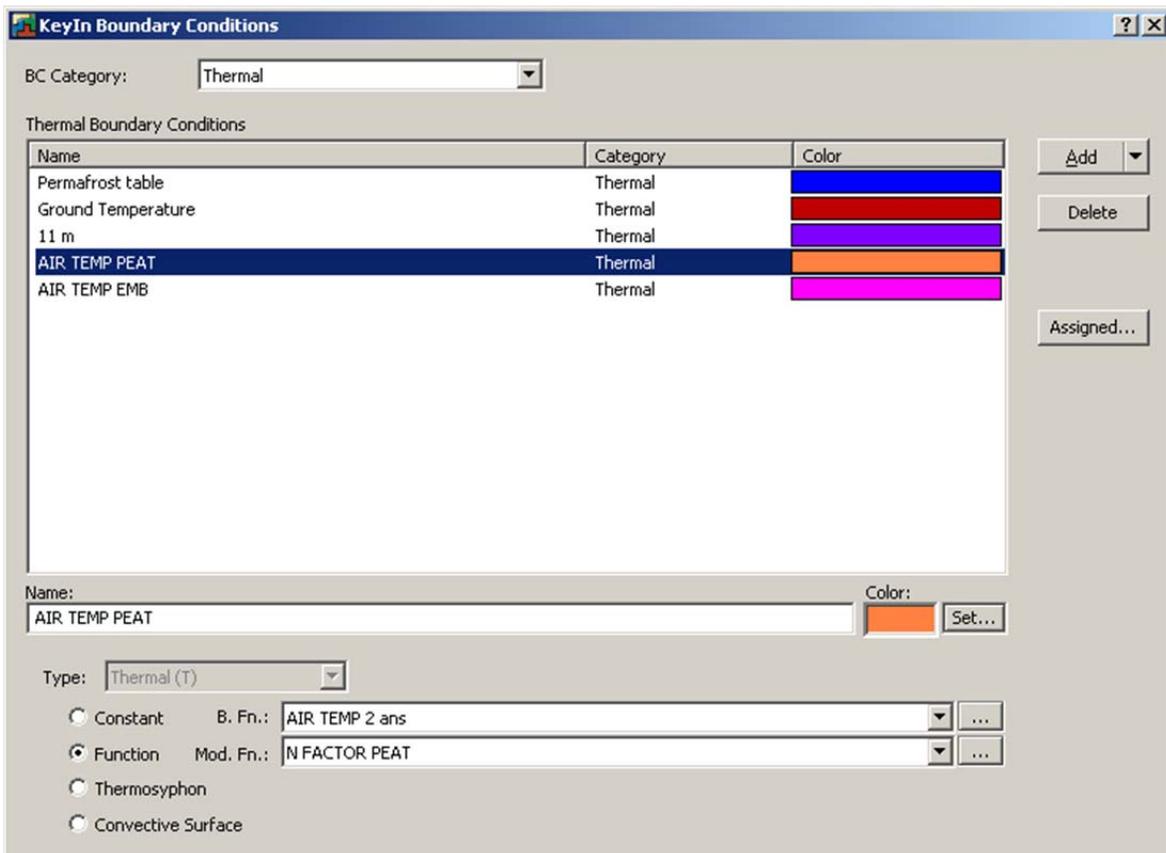


Figure A60. Création de deux nouvelles conditions limites thermiques pour le matériel de remblai et la tourbe qui sont fonction de la variation des températures de l'air ainsi que d'un facteur de modification.

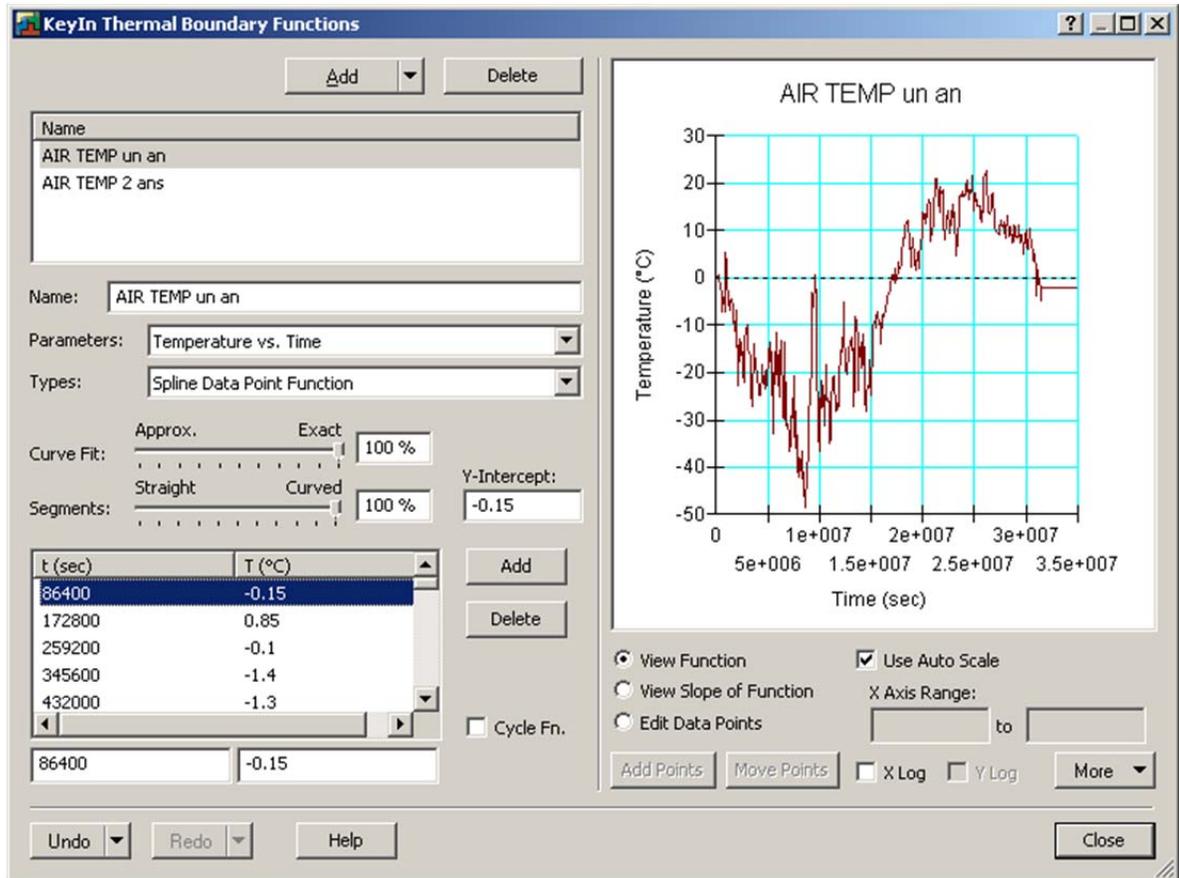


Figure A61. Fonction de la variation des températures de l'air

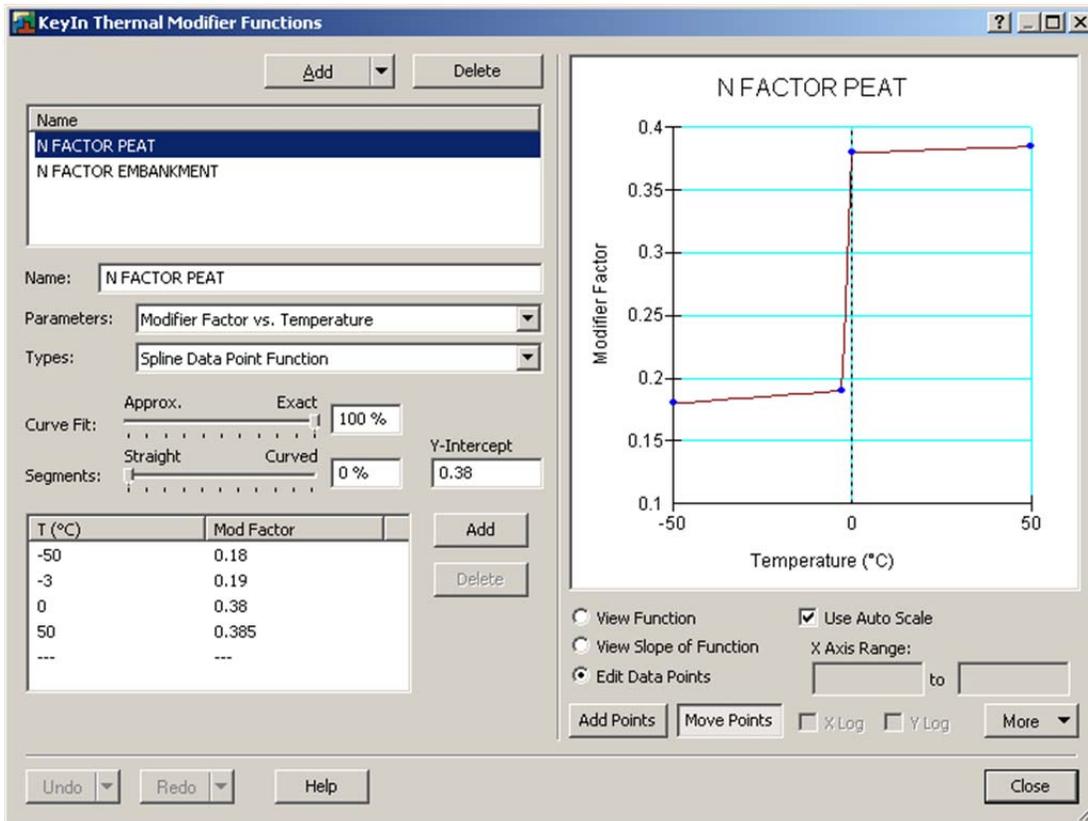


Figure A62. Fonction du facteur de modification

A.5.3 Insertion du matériel et des conditions limites dans le modèle

Puisque l'analyse découle d'une analyse parente le matériel n'a pas besoin d'être dessiné à nouveau sur la géométrie. Les nouvelles conditions limites (*N-Factor* pour la tourbe et *N-Factor* pour le matériel de remblai) ont été ajoutées à la géométrie (Figure A63).

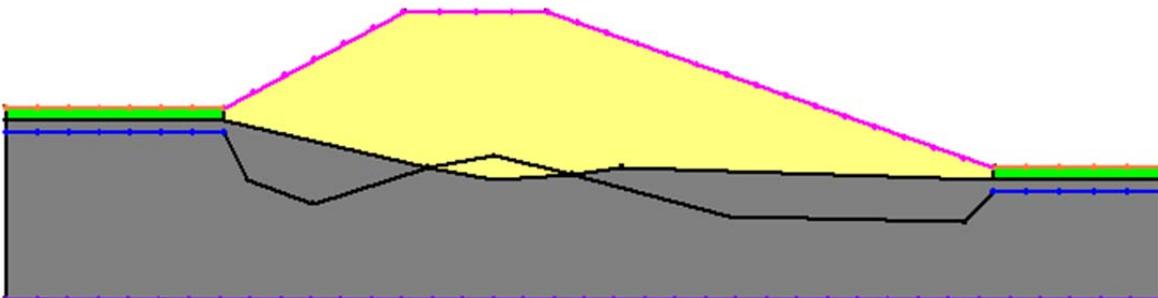


Figure A63. Insertion du matériel et des conditions limites sur la géométrie pour la simulation thermique en mode transitoire

A.5.4 Simulations et visualisation des résultats

Le modèle a été vérifié puis la simulation a été lancée. Les résultats ont été visualisés de la même façon que dans le modèle en état stationnaire pour chaque pas de temps du modèle (Figure A64). L'évolution des températures dans le modèle à travers le temps a aussi été visualisée en tant que film grâce à l'outil *Movie* de l'onglet *View* du mode *Contour* (Figures A65 et A66).

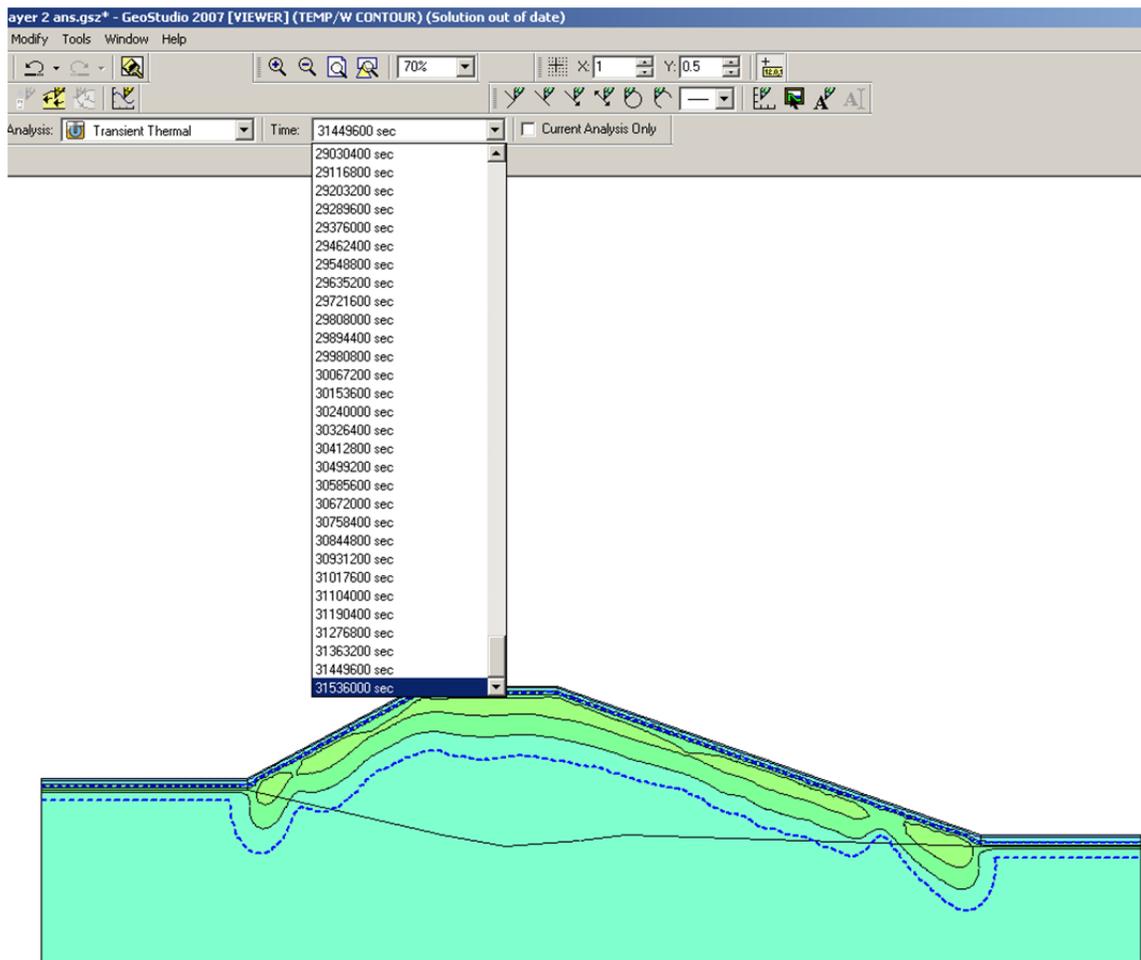


Figure A64. Résultats de l'analyse thermique en mode transitoire. Le résultat s'affiche selon le pas de temps choisi dans le menu déroulant. Le dégradé de couleur représente les différentes températures à un intervalle de 2°C. La couleur jaune représente le milieu le plus chaud (4°C) et la couleur turquoise le milieu le plus froid (0°C). La ligne pointillée bleue représente la limite du gel.

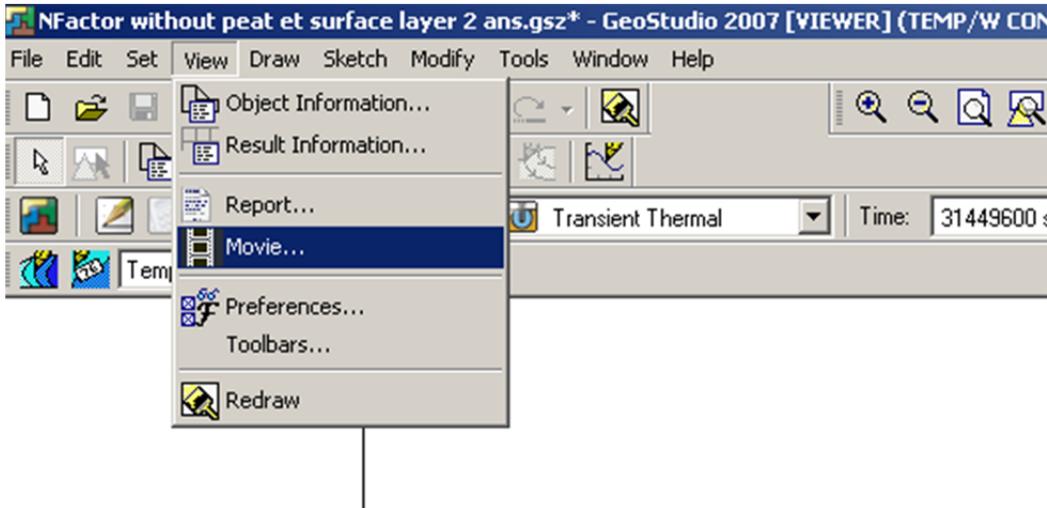


Figure A65. Outil *Movie* permettant de visualiser les résultats en continu

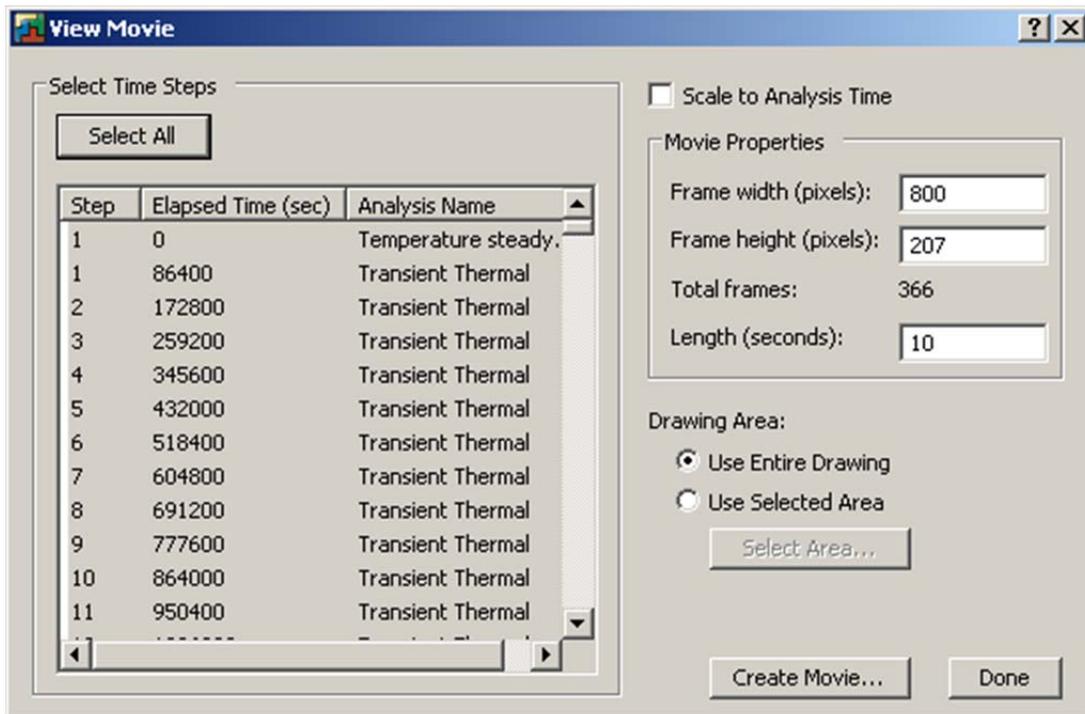


Figure A66. Fenêtre permettant de choisir les paramètres pour la création du vidéo

A.6 Modèle couplé

A.6.1 Ajout de deux nouvelles analyses

Comme dernière simulation nous avons construit un modèle couplant une analyse d'écoulement construite dans SEEP/W à une analyse thermique effectuée dans TEMP/W. Ce couplage a permis de tenir compte de l'apport de chaleur venant de l'écoulement

souterrain. Il a aussi permis de visualiser l'évolution de l'écoulement en fonction de l'évolution de la couche active selon les saisons. Pour ce faire deux nouvelles analyses (en régime transitoire) ont été créées. La première a été définie dans le module TEMP/W en tant qu'analyse de transfert de chaleur convectif, ayant pour conditions initiales (*Parent*) l'analyse thermique en régime stationnaire (Figure A67). La seconde a été définie dans le module SEEP/W en tant qu'analyse de transfert de chaleur convectif, ayant pour conditions initiales l'analyse d'écoulement en régime stationnaire (Figure A68).

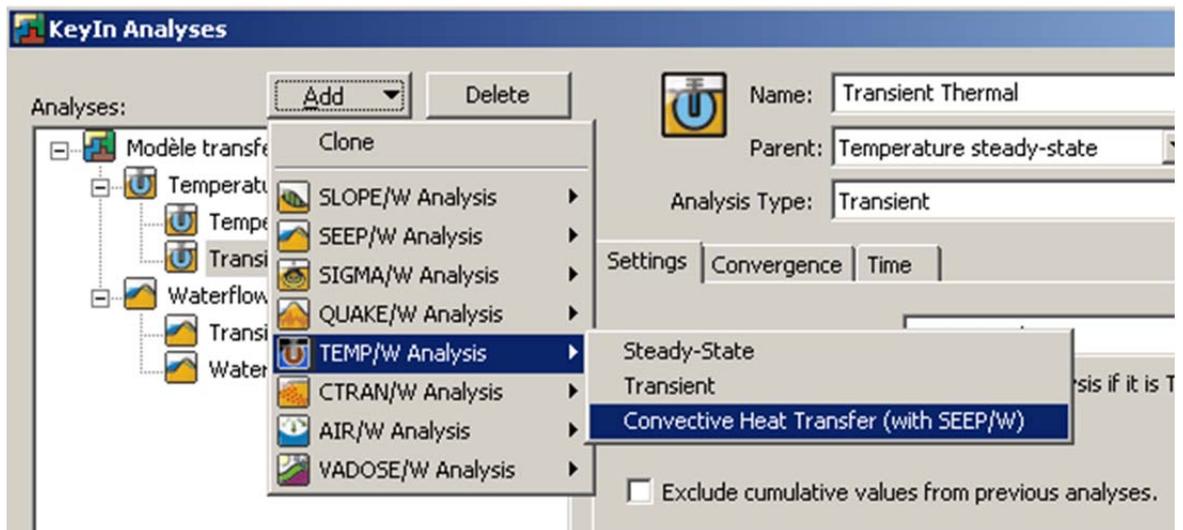


Figure A67. Création d'une analyse thermique couplée avec une analyse d'écoulement

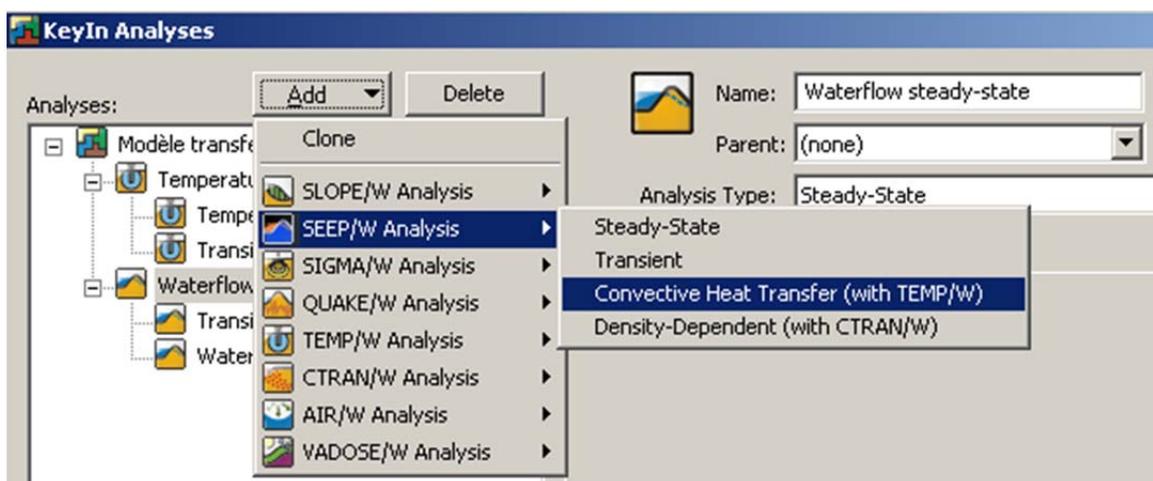


Figure A68. Création d'une analyse d'écoulement couplée avec une analyse thermique

Pour les deux analyses le seuil de convergence a été établi à 1000 itérations et la tolérance a été ajustée à 0,001%. La durée de la simulation a été établie à un an (34536000 secondes) avec un pas de temps d'une journée.

A.6.2 Définition du matériel et des conditions limites

Pour cette analyse trois nouveaux matériaux ont été définis : matériel de remblai couplé, tourbe couplé et silt couplé. Pour le modèle d'écoulement couplé, les paramètres et valeurs pour chacun des matériels étaient exactement les mêmes que ceux entrés dans la simulation d'écoulement en état stationnaire. Pour le modèle thermique couplé, de nouvelles conditions ont été définies pour chaque matériel à partir du menu *KeyIn/material*. Chaque matériel a été défini selon le modèle *Coupled Convective Thermal* (Figure A69) et trois fonctions ont été ajoutées : conductivité thermique vs contenu volumétrique en eau, capacité thermique volumétrique et contenu volumétrique en eau non-gelée.

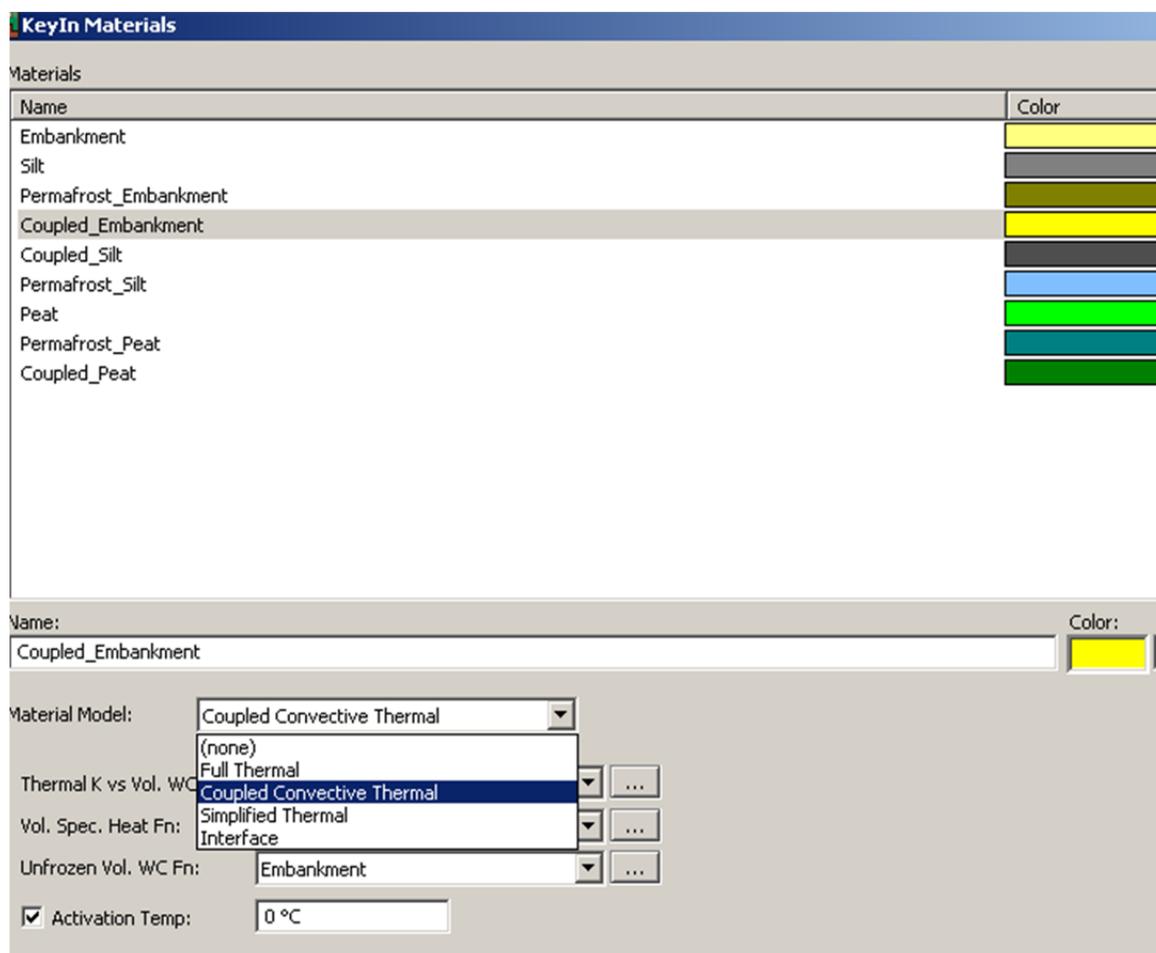


Figure A69. Détermination du matériel pour l'analyse thermique couplée selon de modèle *coupled convective thermal*

A.6.2.1 Matériel de remblai

La première fonction (conductivité thermique vs contenu volumétrique en eau) a été estimée à partir d'une conductivité thermique du minéral de 0,83 J/sec/m/°C et avec la fonction de contenu volumétrique en eau déjà établi précédemment pour le matériel de remblai (Figures A70 et A71). La deuxième fonction (capacité thermique volumétrique) a été estimée à partir de la fonction du contenu volumétrique en eau du matériel de remblai avec une capacité thermique massique de 800 J/g/°C (Figures A72 et A73). Finalement la troisième fonction (contenu volumétrique en eau non-gelée) a été estimée à partir d'un échantillon de gravier prédéterminé dans le logiciel (Figures A74 et A75).

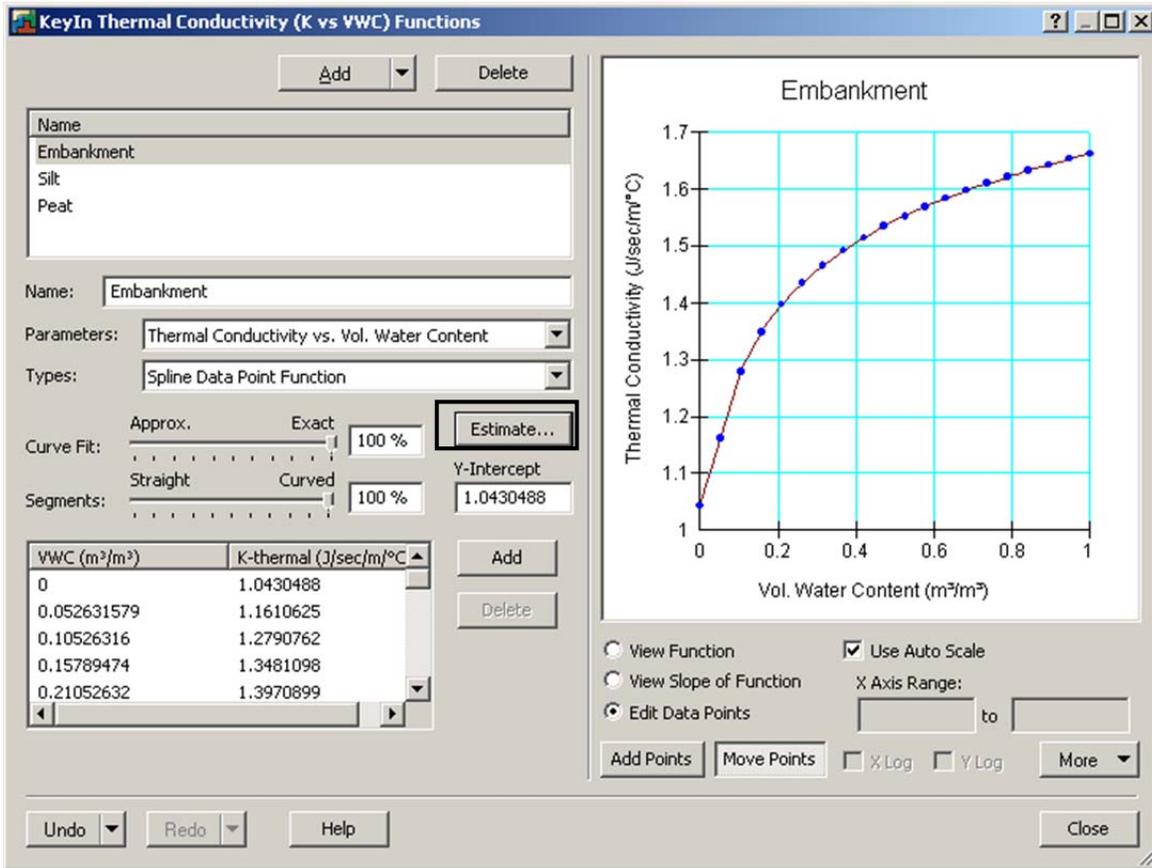


Figure A70. Fonction de conductivité thermique selon le contenu volumétrique en eau du matériel de remblai

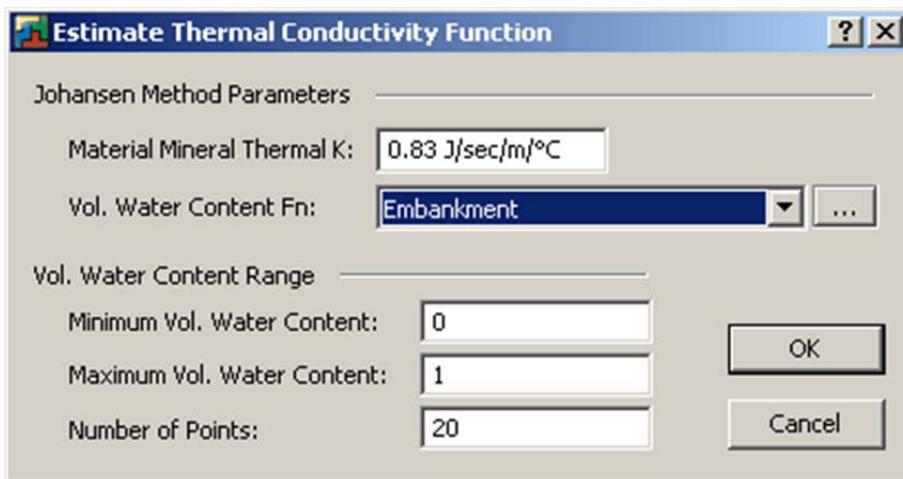


Figure A71. Estimation de la fonction de conductivité thermique à partir de la fonction de contenu volumétrique en eau du matériel de remblai

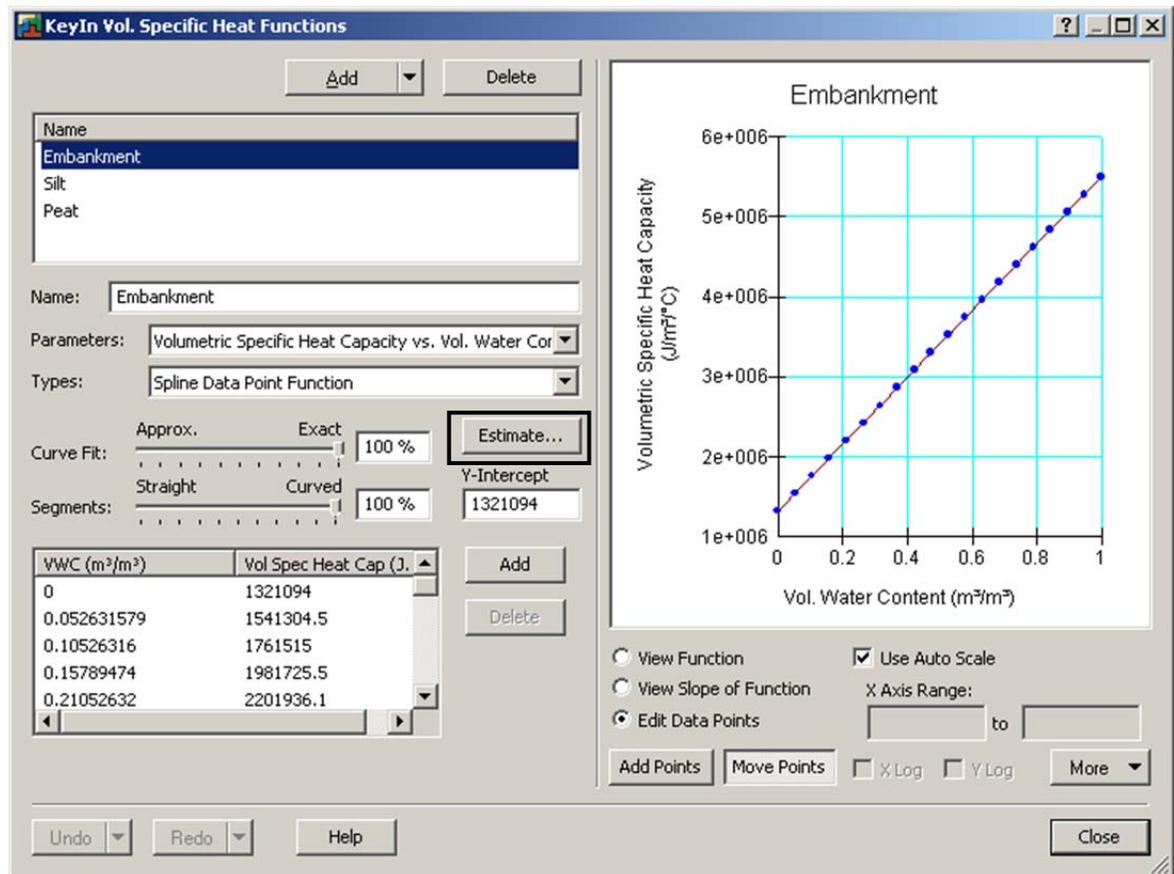


Figure A72. Fonction de capacité thermique volumétrique

Figure A73. Estimation de la fonction de capacité thermique volumétrique à partir de la fonction de contenu volumétrique en eau du matériel de remblai

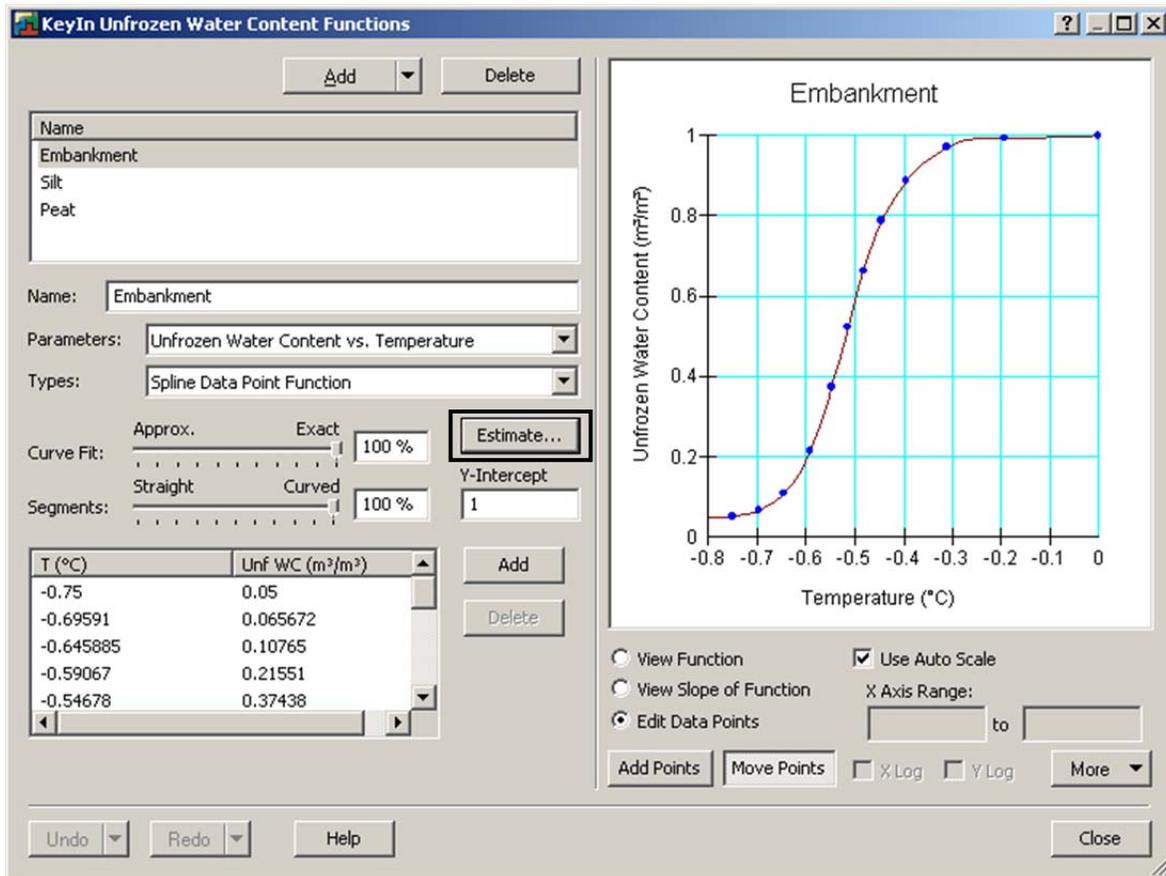


Figure A74. Fonction du contenu volumétrique en eau non-gelée



Figure A75. Estimation de la fonction du contenu volumétrique en eau non-gelée

A.6.2.2 Matériel de silt

Les mêmes opérations ont été effectuées pour le matériel de silt couplé. La fonction de conductivité thermique vs le contenu volumétrique en eau a été estimée à partir d'une conductivité thermique du minéral de $0.76 \text{ J/sec/m/}^\circ\text{C}$. La fonction de capacité thermique volumétrique a été estimée à partir de la fonction de contenu volumétrique en eau pour le silt avec une capacité thermique massique de $920 \text{ J/g/}^\circ\text{C}$. Finalement le contenu

volumétrique en eau non-gelée a été estimé à partir d'un échantillon prédéfini de sable silteux.

A.6.2.3 Matériel de tourbe

La fonction de conductivité thermique vs le contenu volumétrique en eau a été estimée à partir d'une conductivité thermique du minéral de $0.377 \text{ J/sec/m/}^\circ\text{C}$. La fonction de capacité thermique volumétrique a été estimée à partir de la fonction de contenu volumétrique en eau pour la tourbe avec une capacité thermique massique de $2090 \text{ J/g/}^\circ\text{C}$. Puisque la tourbe est un matériel non-minéral, la fonction du contenu volumétrique en eau non-gelée a été déterminée à partir d'une fonction ajoutée manuellement dans le modèle (*Add-in Function*) (Figures A76, A77 et A78). Une fonction utilisant les paramètres de Van Genuchten a été ajoutée en utilisant les valeurs suivantes : porosité de 0,85, alpha de 0,0137, n de 1,359, m de 0,26416 et contenu volumétrique en eau résiduelle de 0 (Figure A79). Les valeurs utilisées venaient des mesures de terrain et de laboratoire.

Les trois nouveaux matériels (remblai couplé, tourbe couplé et silt couplé) ont été dessinés sur la géométrie du modèle d'écoulement couplé ainsi que du modèle thermique couplé (Figures A80 et A81).

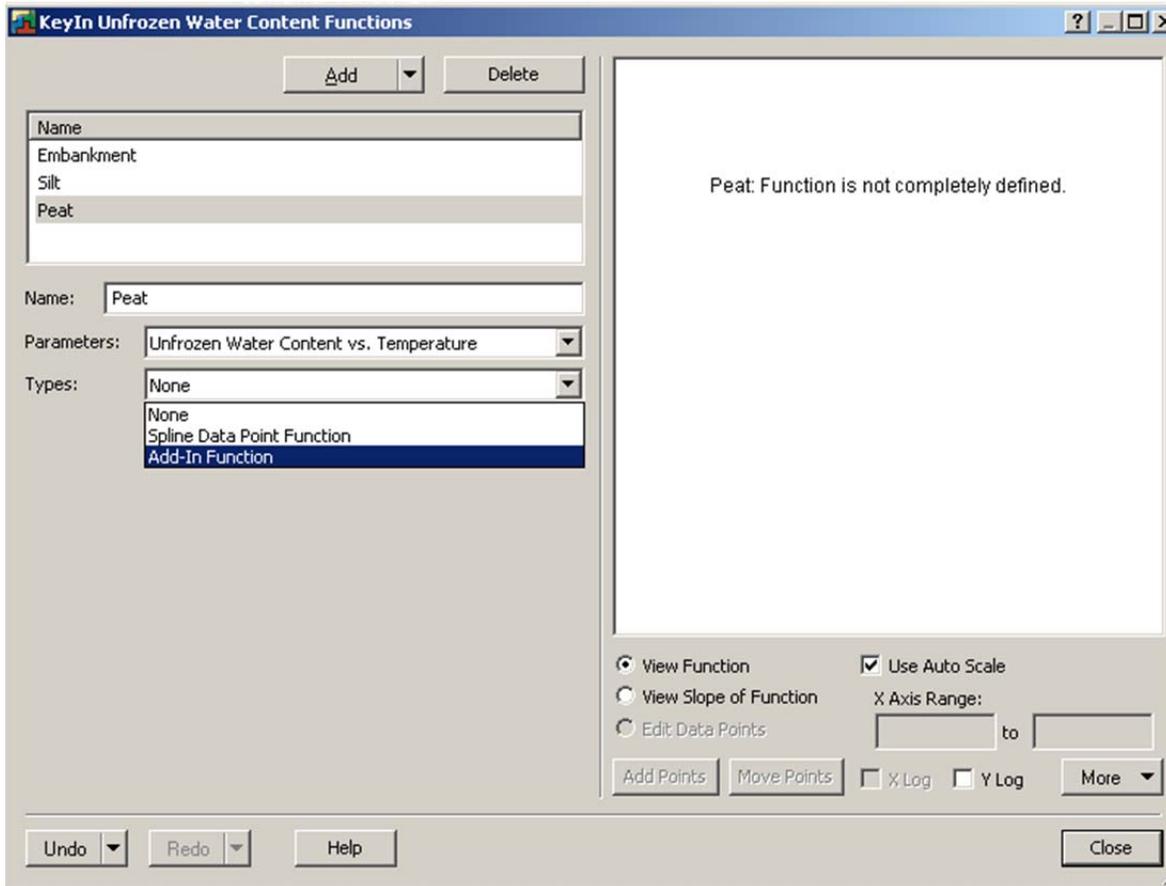


Figure A76. Ajout manuel d'une fonction afin de déterminer le contenu volumétrique en eau non-gelée de la tourbe selon la température

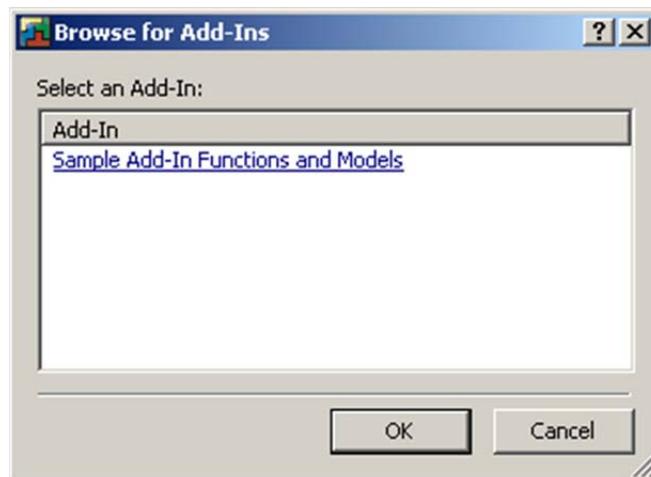


Figure A77. Fenêtre permettant la sélection d'une fonction manuelle

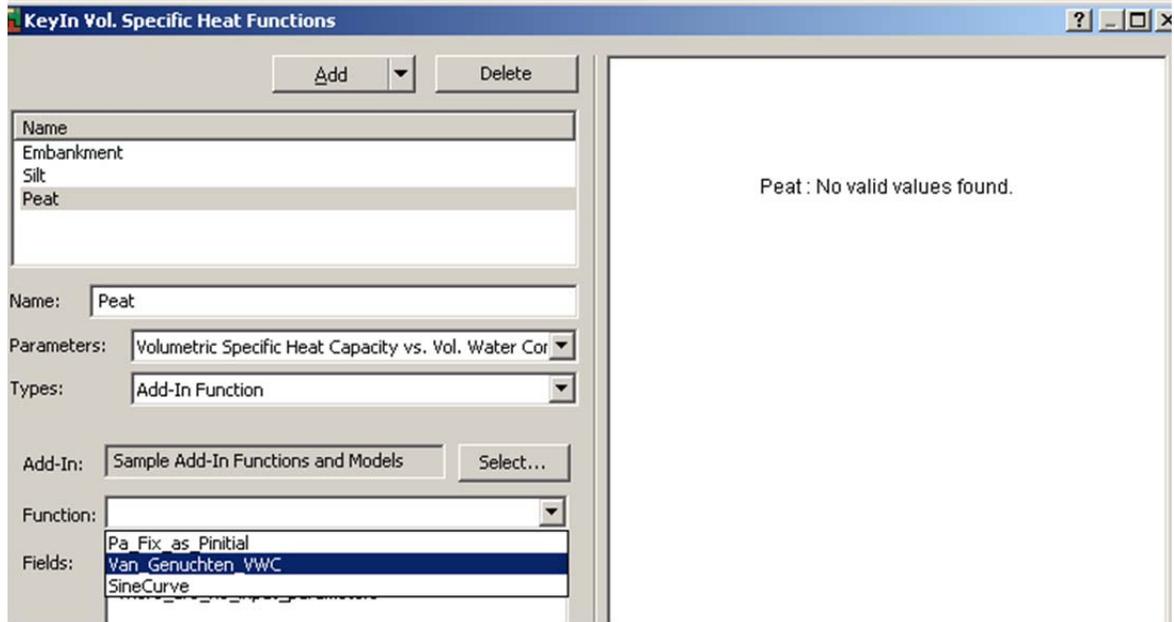


Figure A78. Sélection du type de fonction qui est ajouté dans le modèle (*Van Genuchten volumetric water content function*)

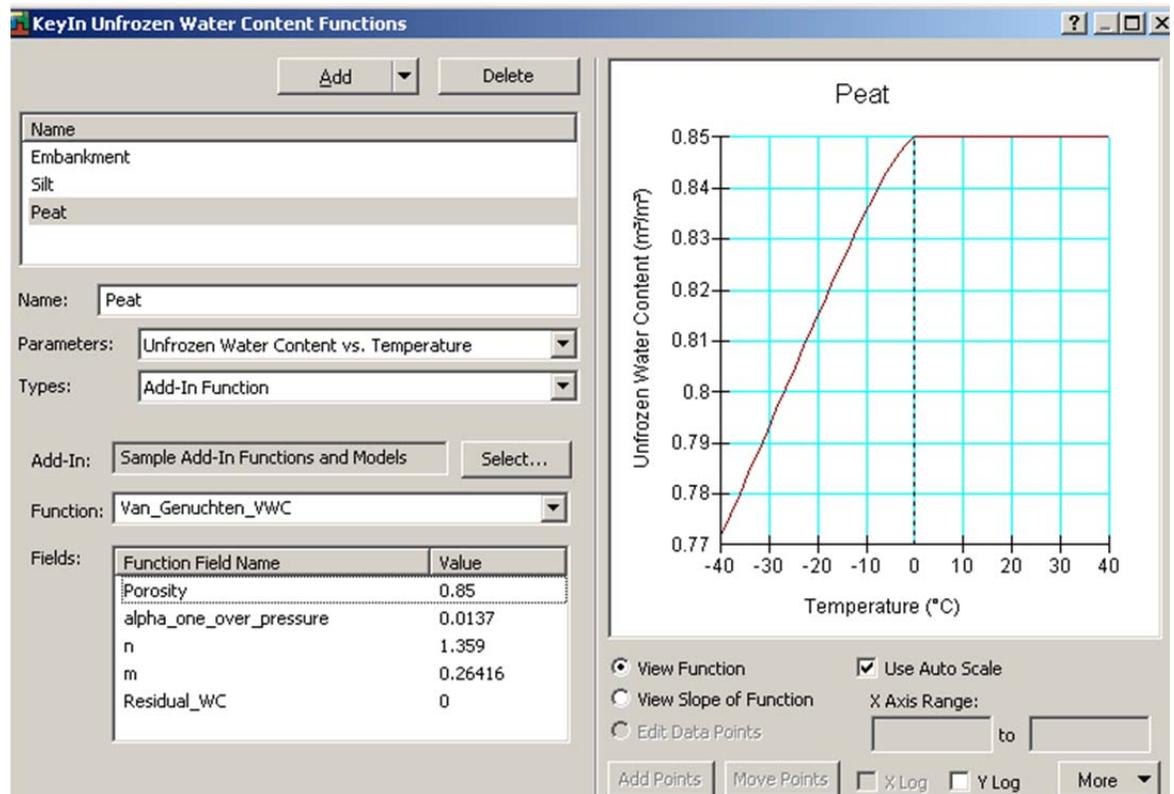


Figure A79. Insertion des différents paramètres dans la fonction de Van Genuchten

A.6.2.4 Conditions limites

Les mêmes conditions limites que celles de l'analyse d'écoulement en mode stationnaire ont été appliquées pour le modèle d'écoulement couplé et les conditions limites appliquées sur le modèle thermique couplé ont été les mêmes que pour le modèle thermique en mode transitoire. Les conditions limites ont été ajoutées à la géométrie autant pour le modèle d'écoulement couplé que pour le modèle thermique couplé (Figures A80 et A81).

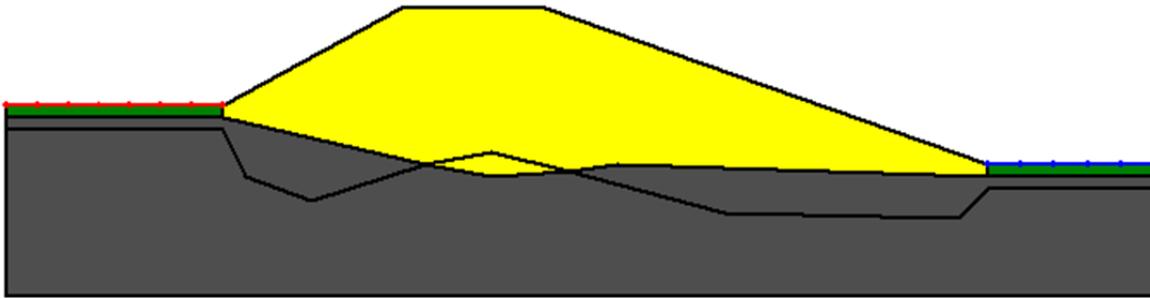


Figure A80. Matériel et conditions limites pour le modèle d'écoulement couplé



Figure A81. Matériel et conditions limites pour le modèle thermique couplé

A.6.3 Roulement du modèle et visualisation des résultats

Le modèle a été vérifié puis la simulation a été lancée. Les résultats ont été visualisés pour la simulation d'écoulement et la simulation thermique de la même façon que pour la simulation thermique en mode transitoire (Figures A82 et A83).

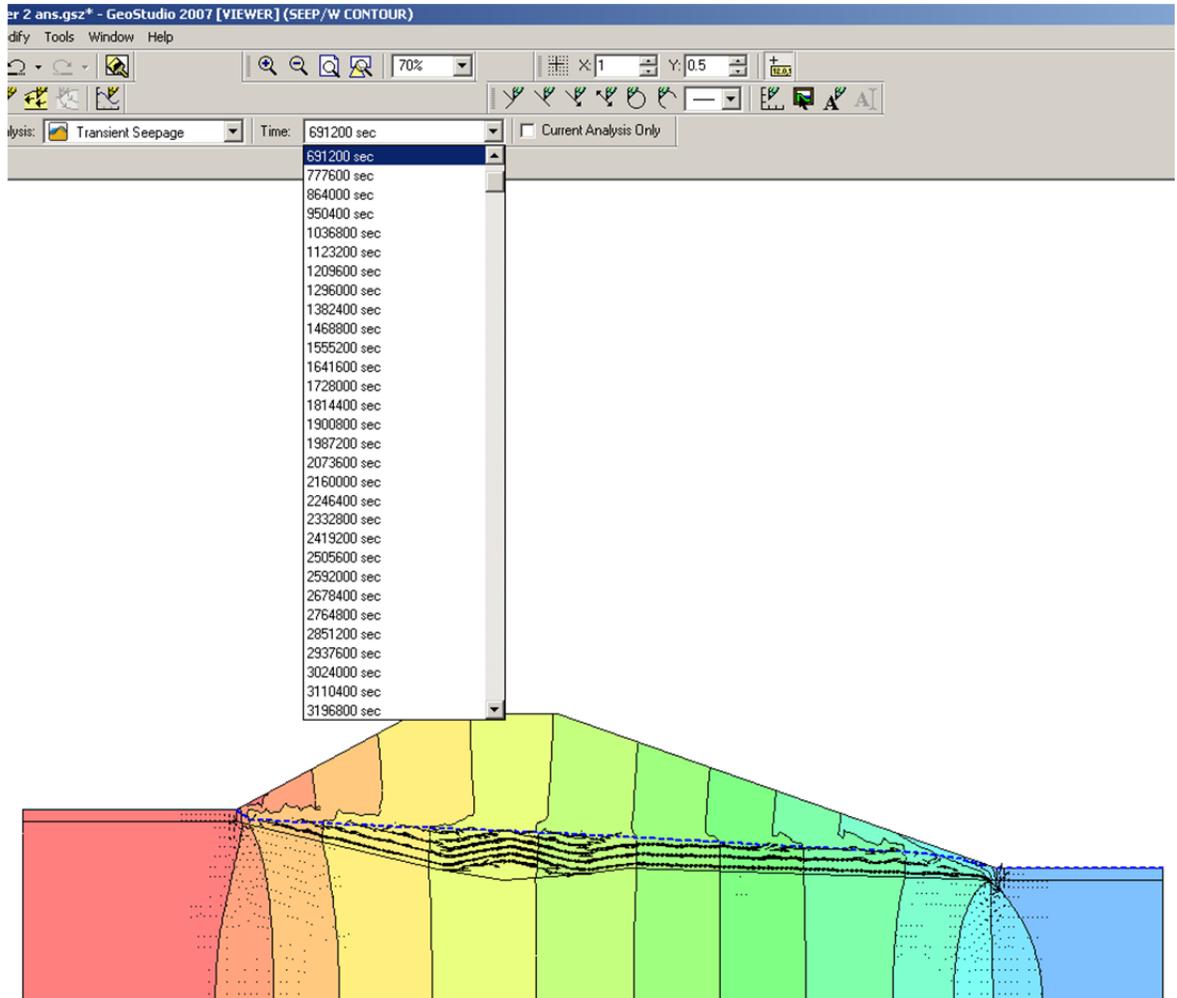


Figure A82. visualisation des résultats pour le modèle d'écoulement couplé. La différence de pression hydraulique est représentée par le dégradé de couleur (rouge : plus haute pression et bleu : plus basse pression). La hauteur de la nappe phréatique est représentée par la ligne pointillée bleue. Les vecteurs de vitesse sont représentés par les flèches noires.

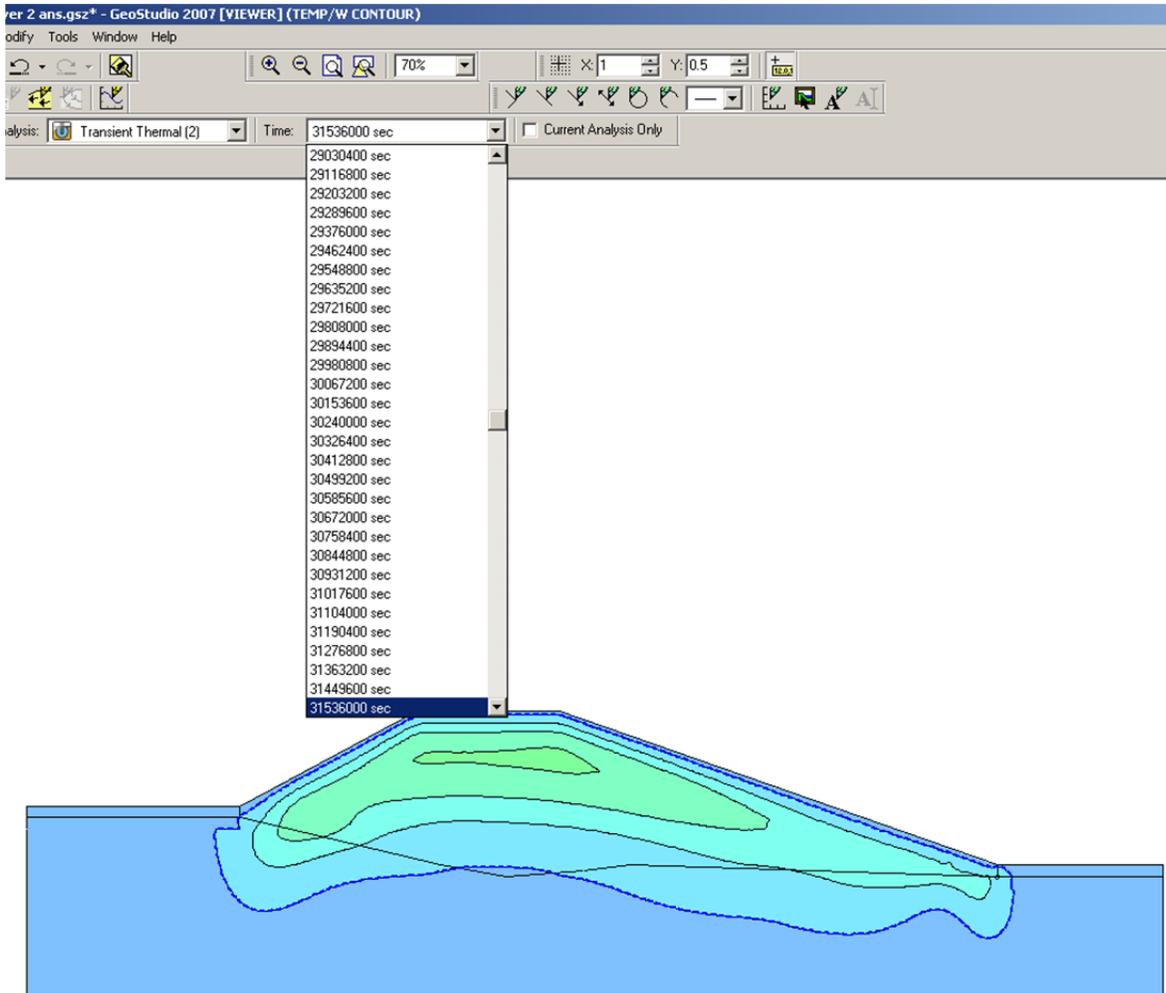


Figure A83. visualisation des résultats pour le modèle thermique couplé. Le dégradé de couleur représente les différentes températures à un intervalle de 2°C. La couleur verte représente le milieu le plus chaud (6°C) et la couleur bleue le milieu le plus froid (-2°C). La ligne pointillée bleue représente la limite du gel.

Annexe B

Profils bimensuels des températures du sol à partir des données des câbles à thermistances

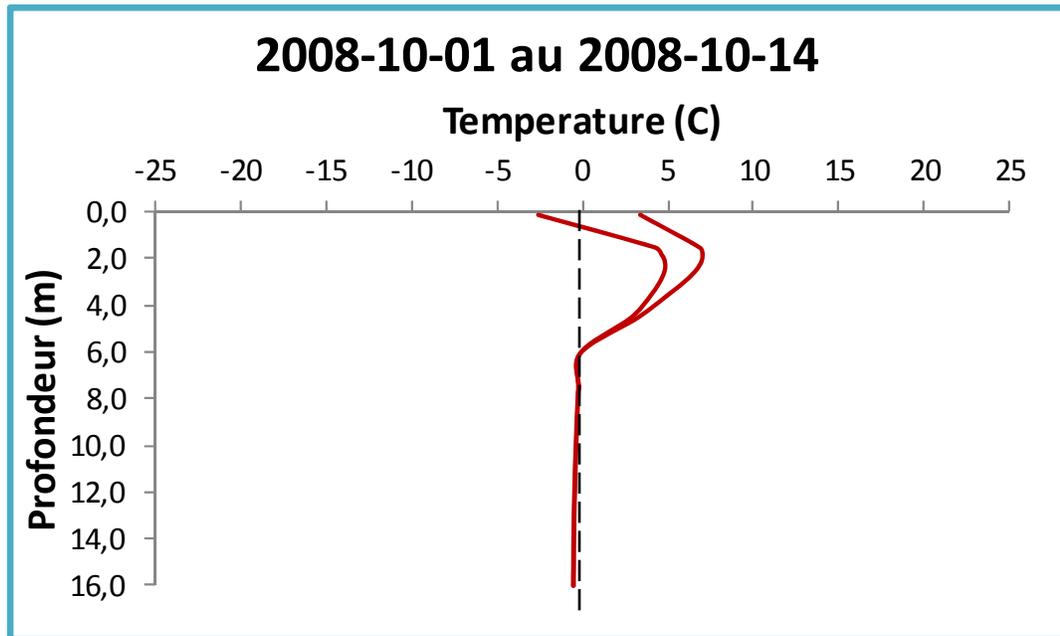


Figure B1. Profil des températures du sol entre le 1er et le 14 octobre 2008. La ligne pointillée représente 0°C.

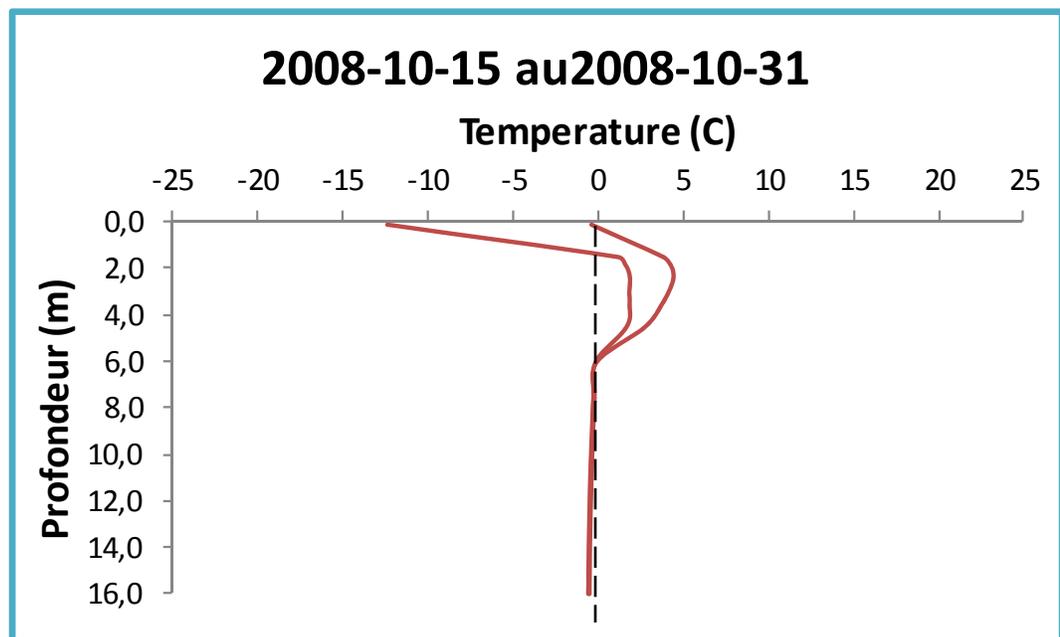


Figure B2. Profil des températures du sol entre le 15 et le 31 octobre 2008. La ligne pointillée représente 0°C.

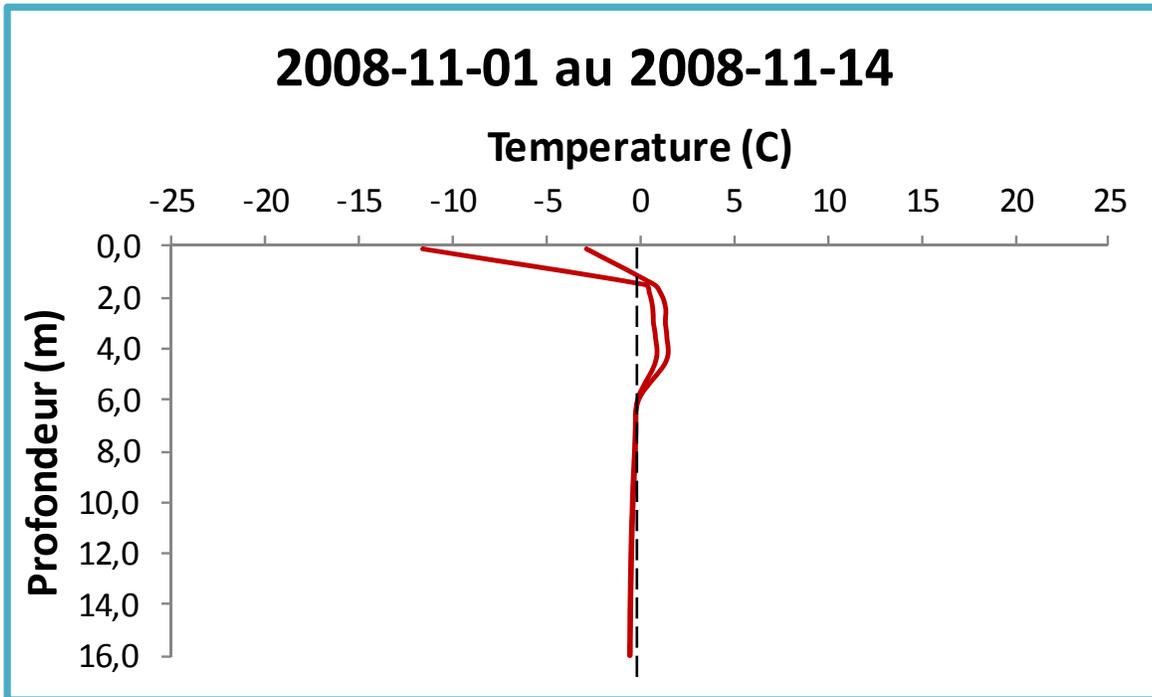


Figure B48. Profil des températures du sol entre le 1er et le 14 novembre 2008. La ligne pointillée représente 0°C.

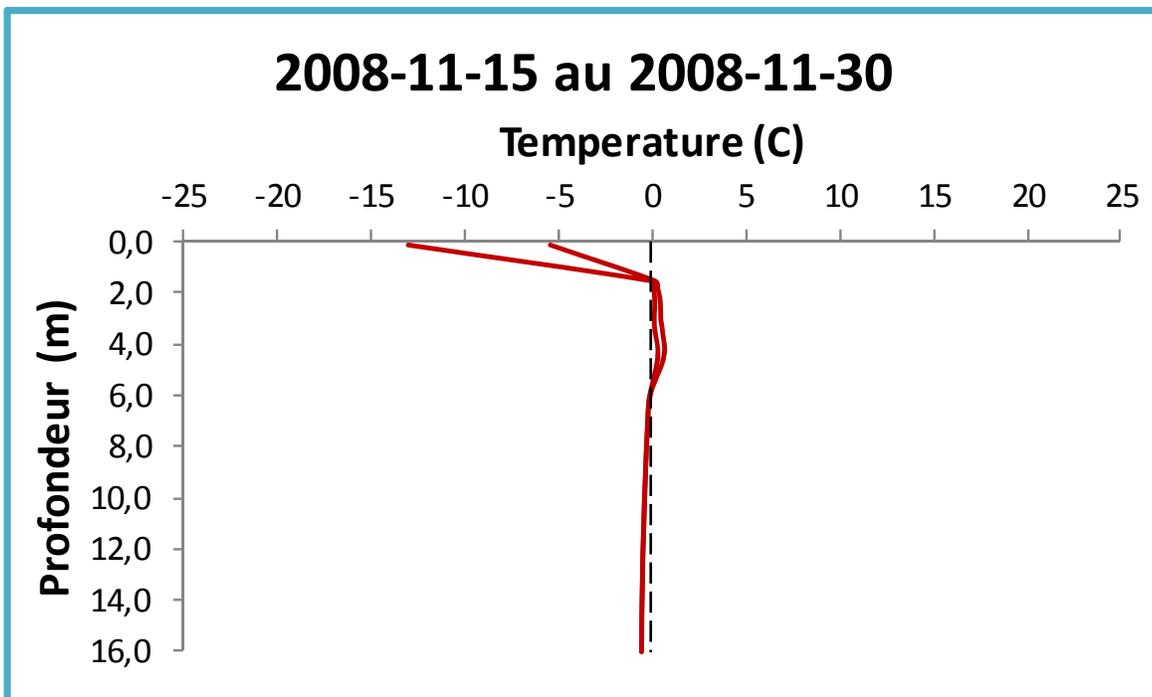


Figure B49. Profil des températures du sol entre le 15 et le 30 novembre 2008. La ligne pointillée représente 0°C.

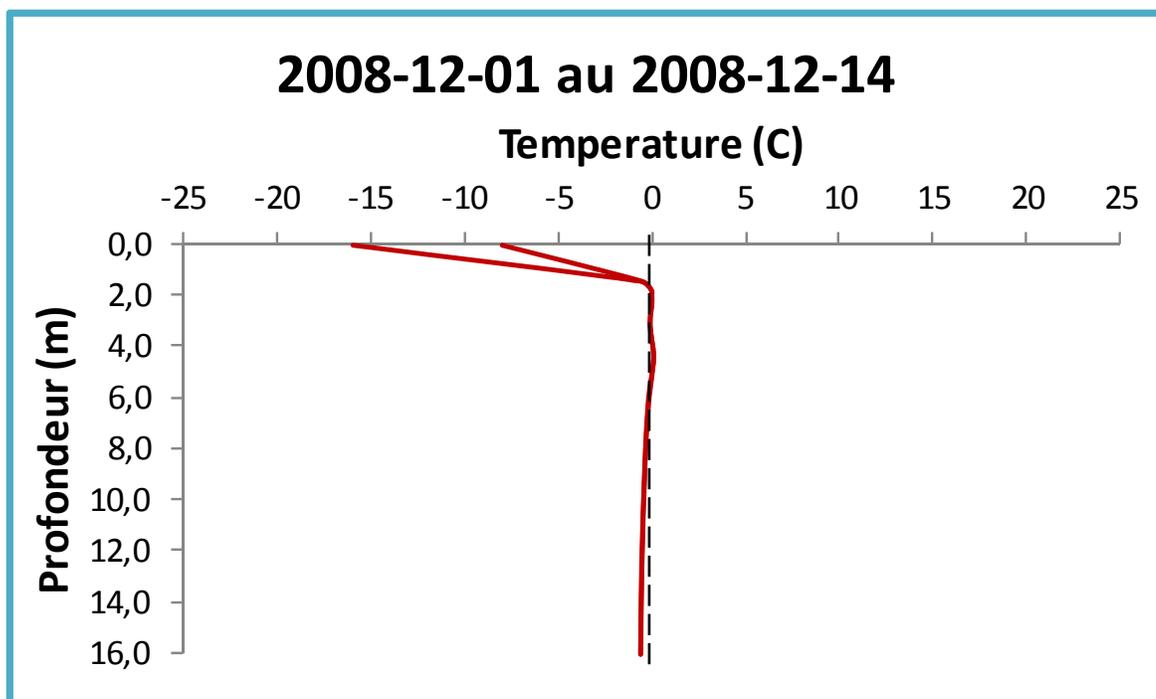


Figure B50. Profil des températures du sol entre le 1^{er} et le 14 décembre 2008. La ligne pointillée représente 0°C.

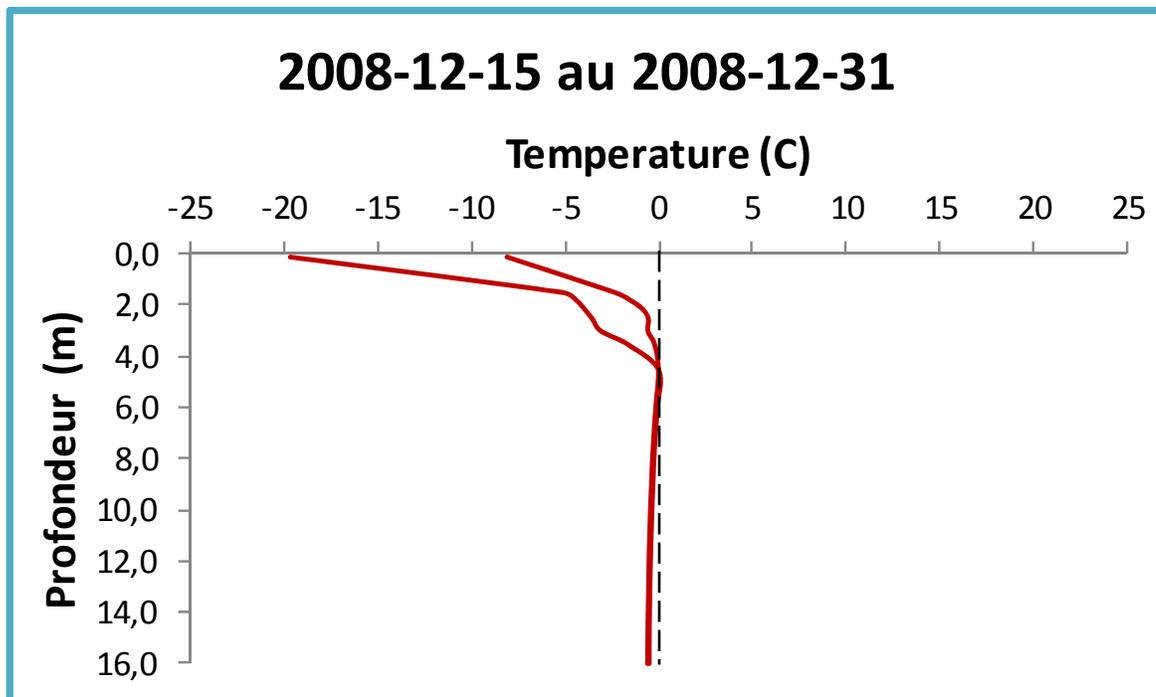


Figure B51. Profil des températures du sol entre le 15 et le 31 décembre 2008. La ligne pointillée représente 0°C.

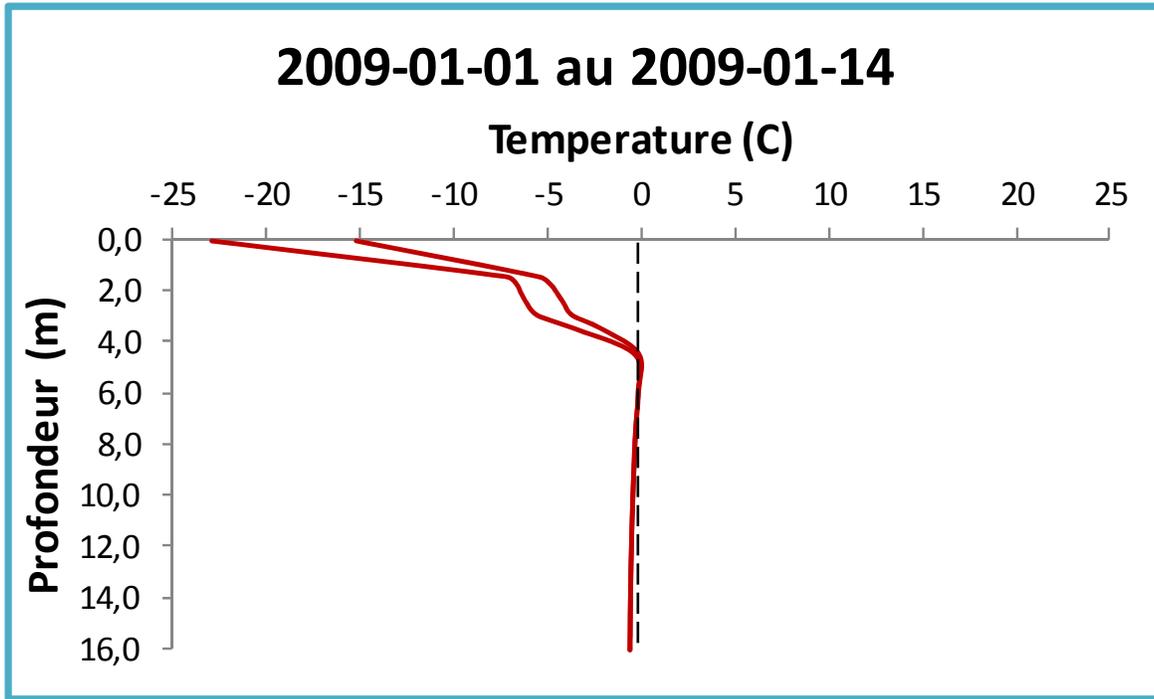


Figure B52. Profil des températures du sol entre le 1^{er} et le 14 janvier 2009. La ligne pointillée représente 0°C.

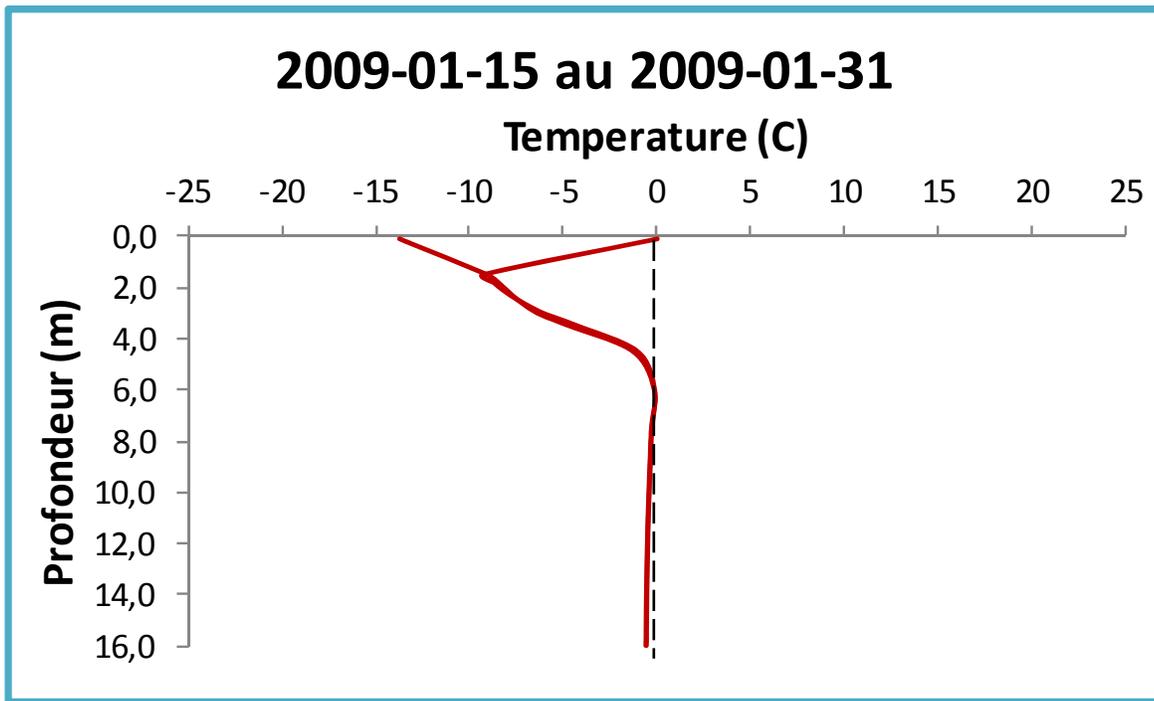


Figure B53. Profil des températures du sol entre le 15 et le 31 janvier 2009. La ligne pointillée représente 0°C.

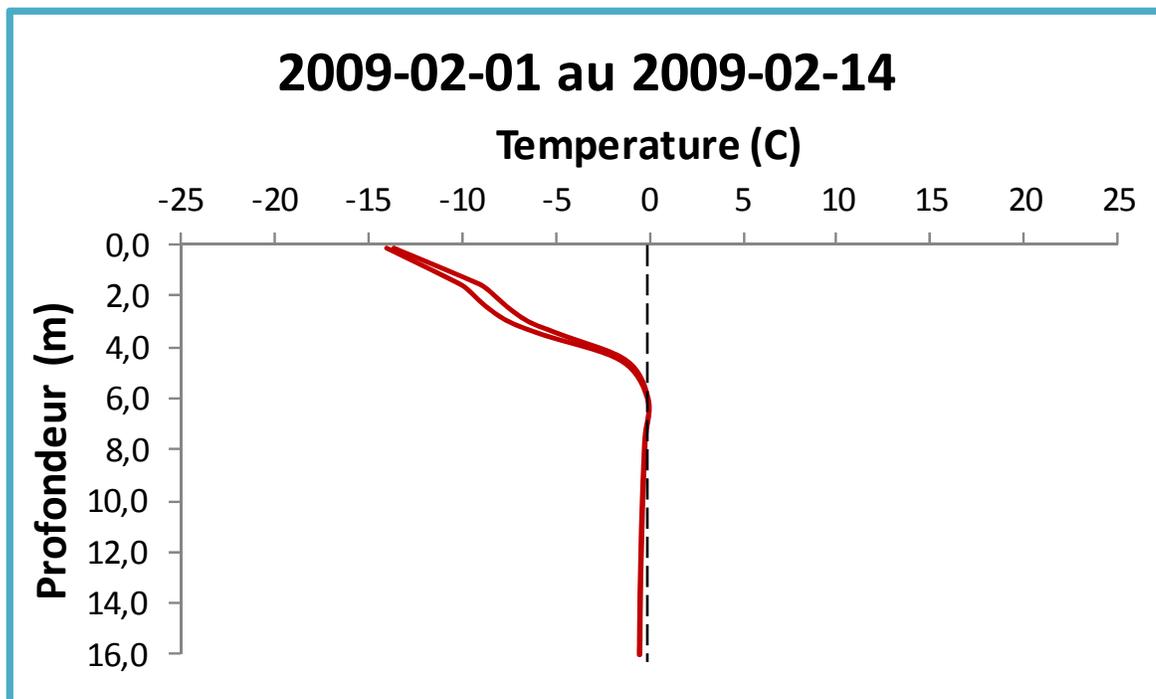


Figure B54. Profil des températures du sol entre le 1^{er} et le 14 février 2009. La ligne pointillée représente 0°C.

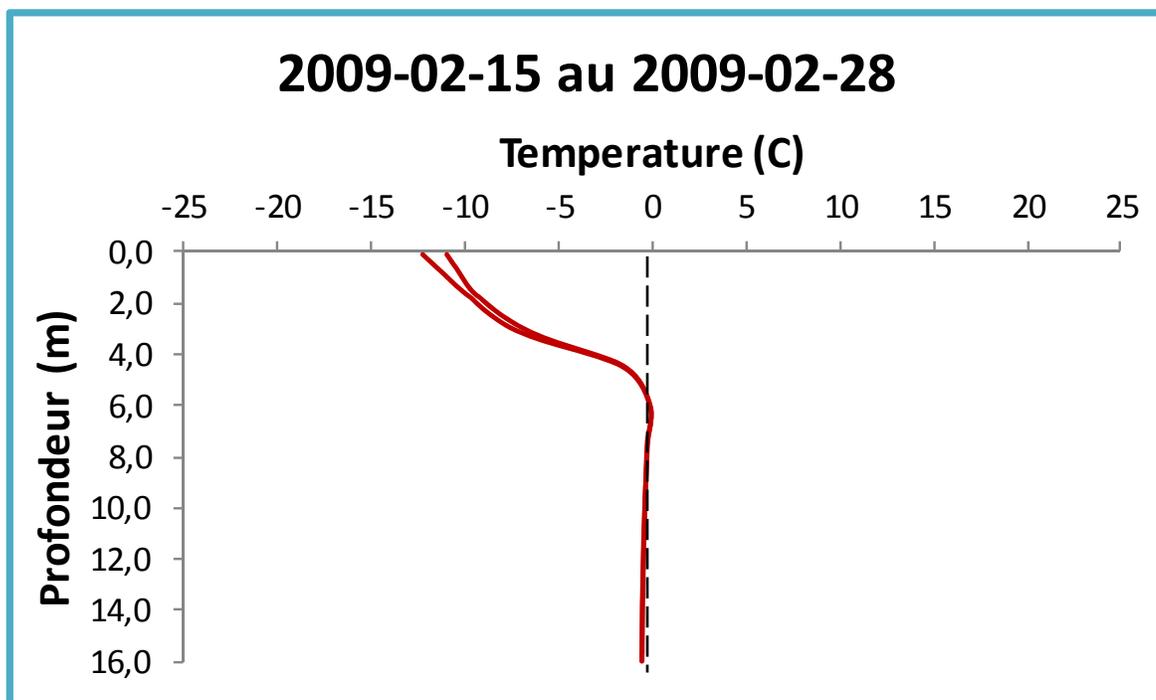


Figure 55. Profil des températures du sol entre le 15 et le 28 février 2009. La ligne pointillée représente 0°C.

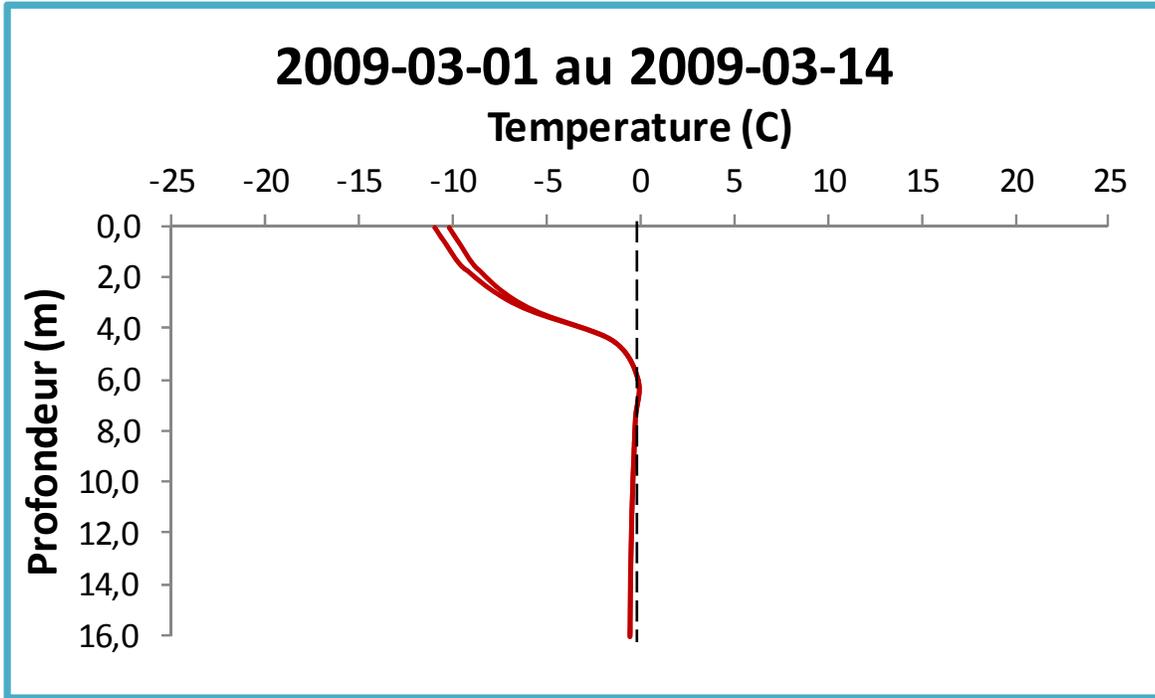


Figure B56. Profil des températures du sol entre le 1^{er} et le 14 mars 2009. La ligne pointillée représente 0°C.

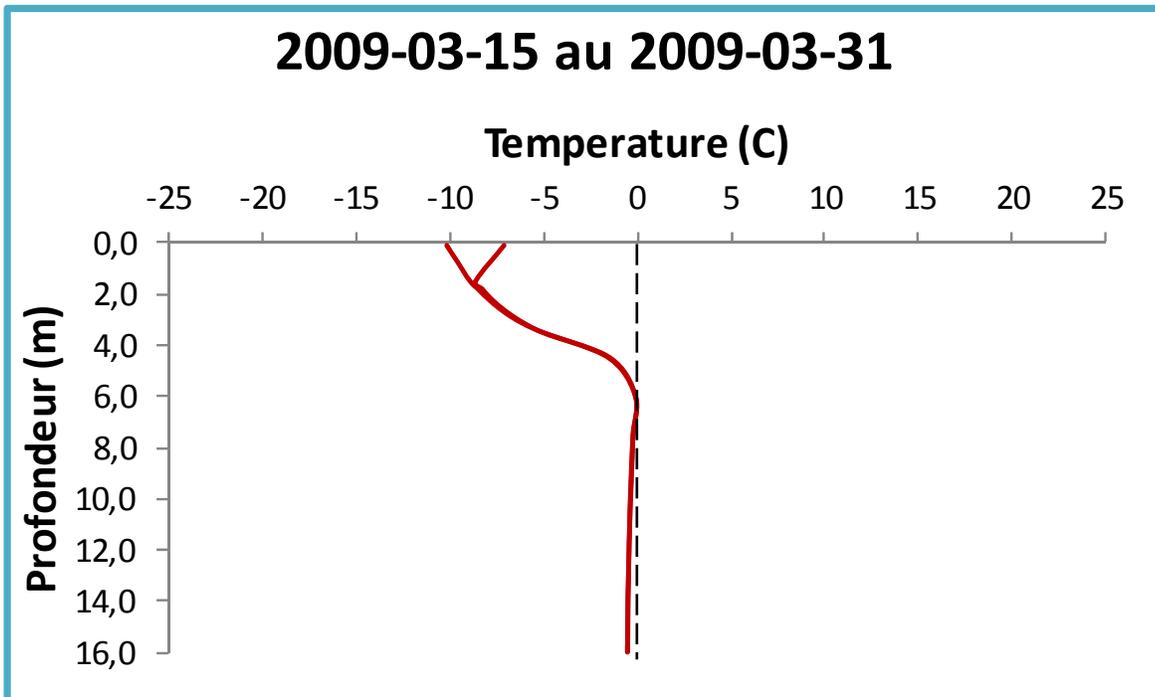


Figure B57. Profil des températures du sol entre le 15 et le 31 mars 2009. La ligne pointillée représente 0°C.

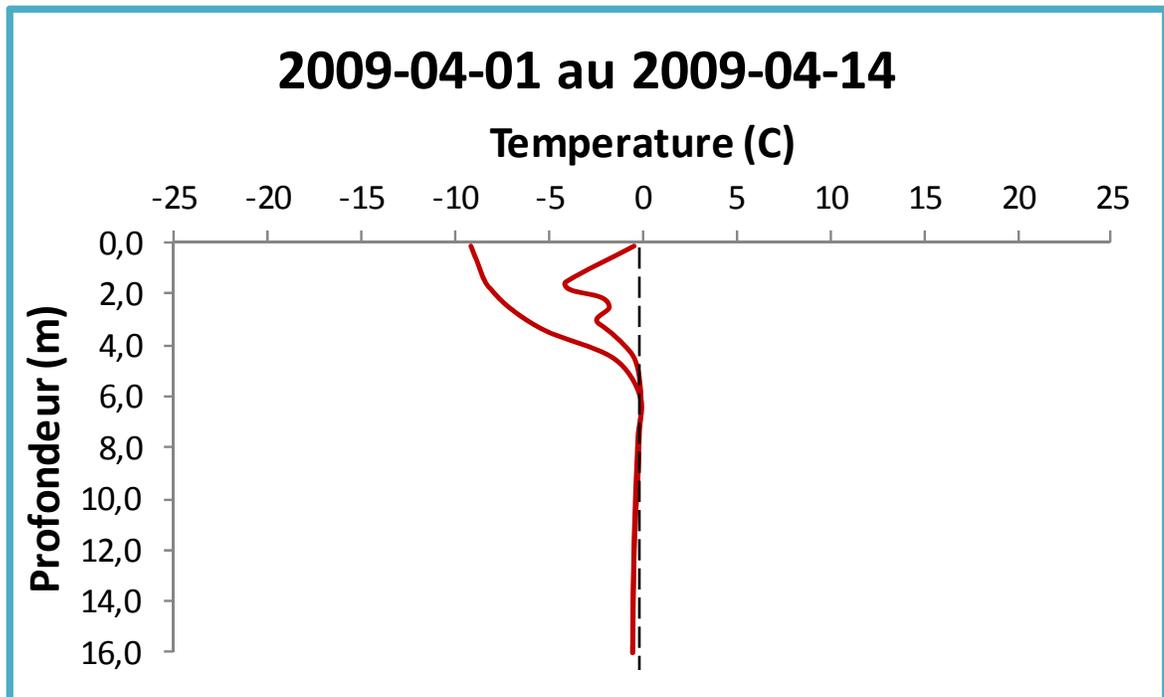


Figure B58. Profil des températures du sol entre le 1^{er} et le 14 avril 2009. La ligne pointillée représente 0°C.

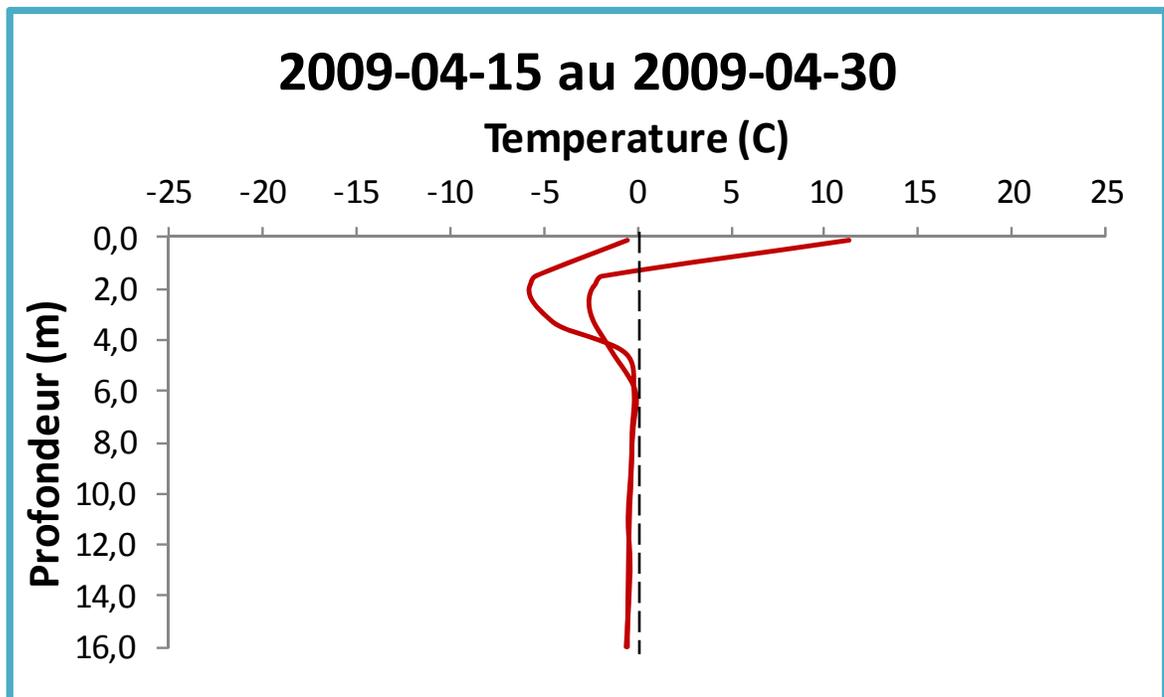


Figure B59. Profil des températures du sol entre le 15 et le 30 avril 2009. La ligne pointillée représente 0°C.

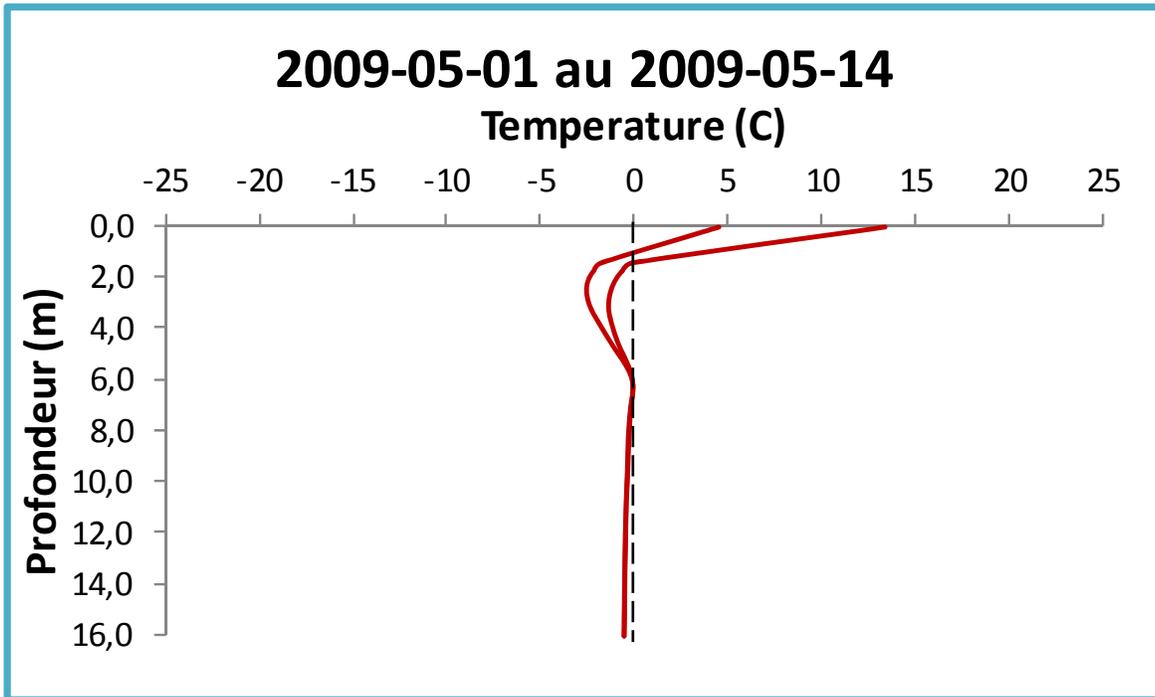


Figure B60. Profil des températures du sol entre le 1^{er} et le 14 mai 2009. La ligne pointillée représente 0°C.

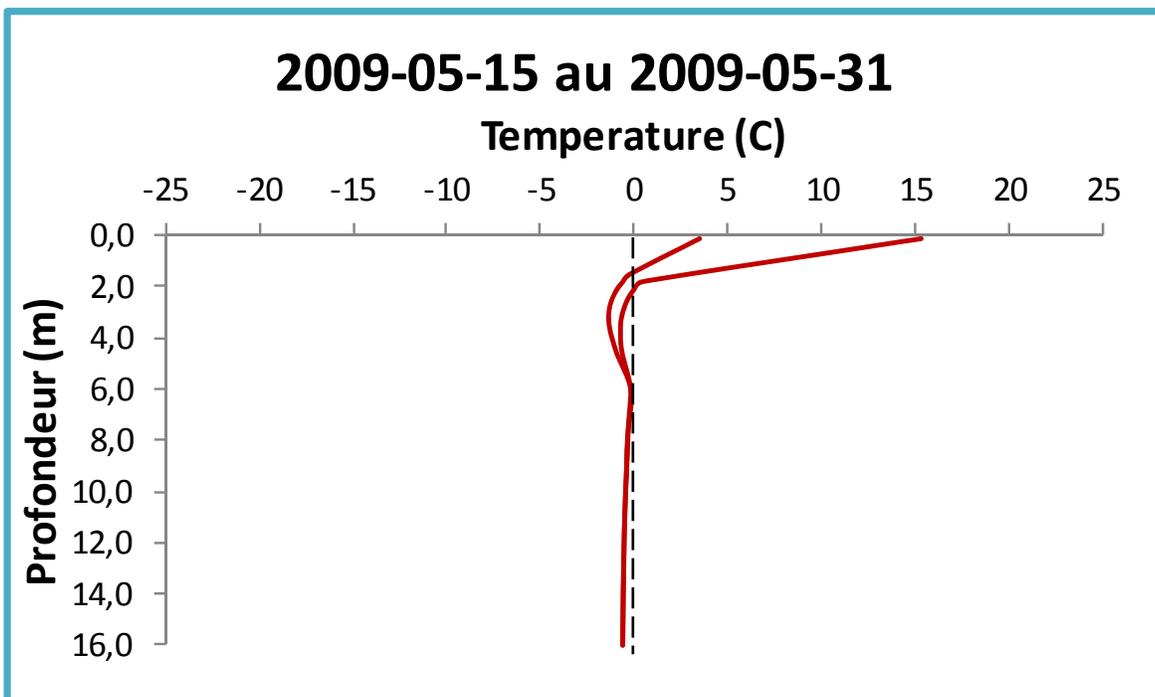


Figure B61. Profil des températures du sol entre le 15 et le 31 mai 2009. La ligne pointillée représente 0°C.

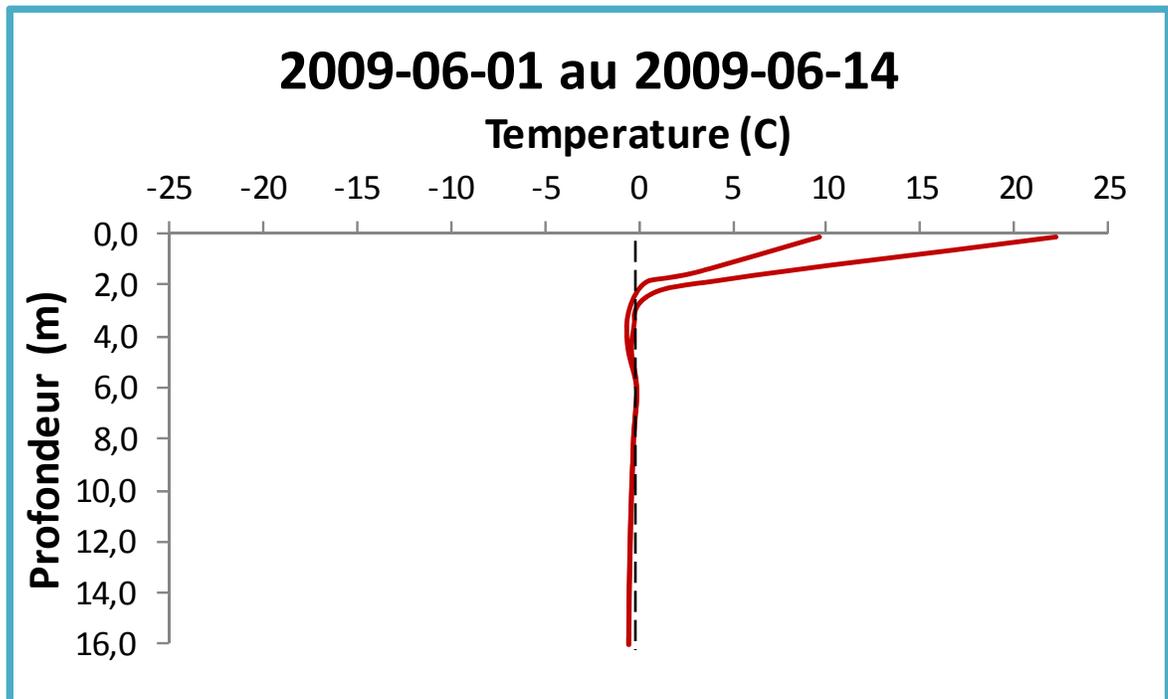


Figure B62. Profil des températures du sol entre le 1^{er} et le 14 juin 2009. La ligne pointillée représente 0°C.

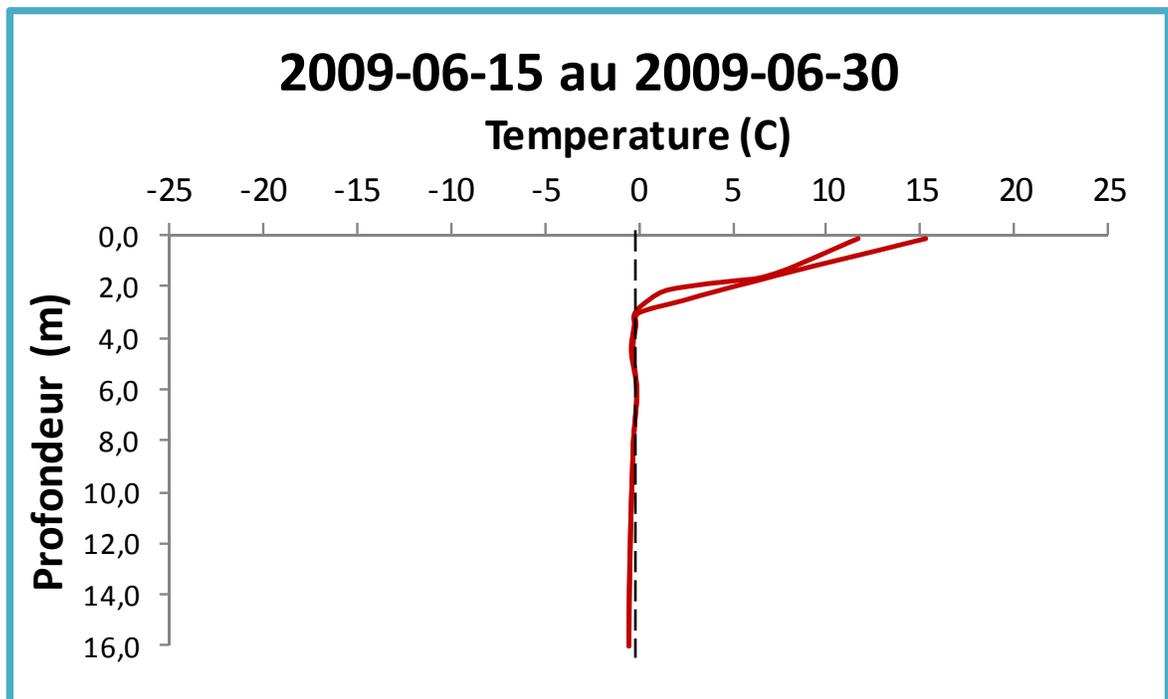


Figure B63. Profil des températures du sol entre le 15 et le 30 juin 2009. La ligne pointillée représente 0°C.

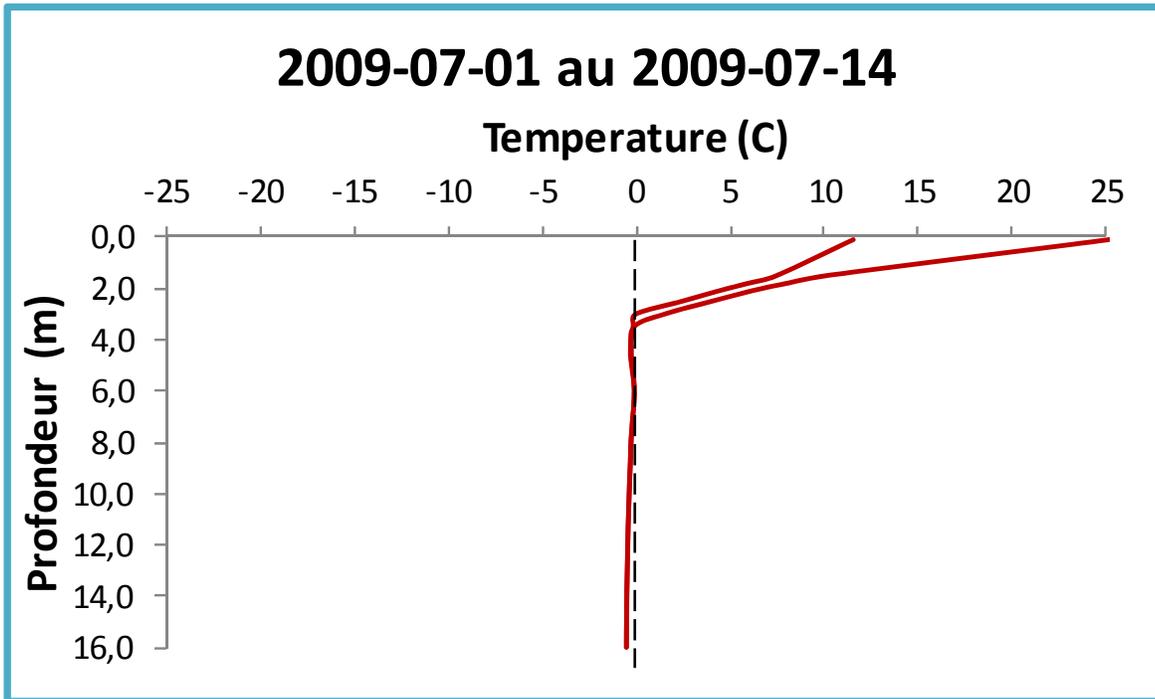


Figure B64. Profil des températures du sol entre le 1^{er} et le 14 juillet 2009. La ligne pointillée représente 0°C.

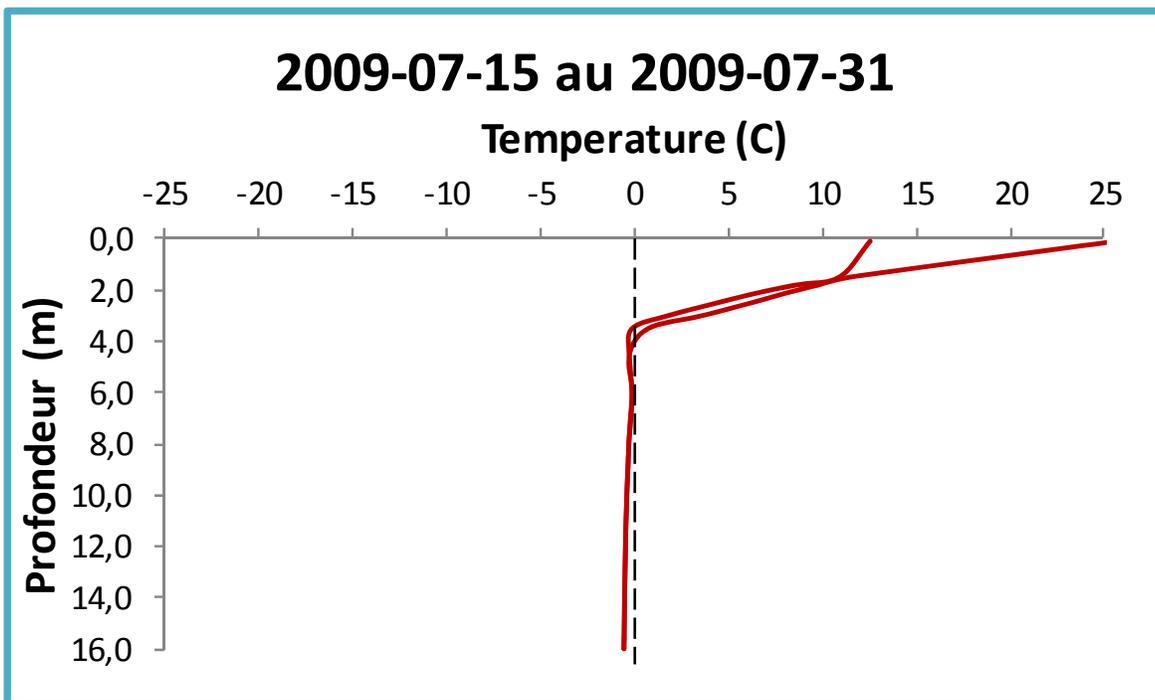


Figure B65. Profil des températures du sol entre le 15 et le 31 juillet 2009. La ligne pointillée représente 0°C.

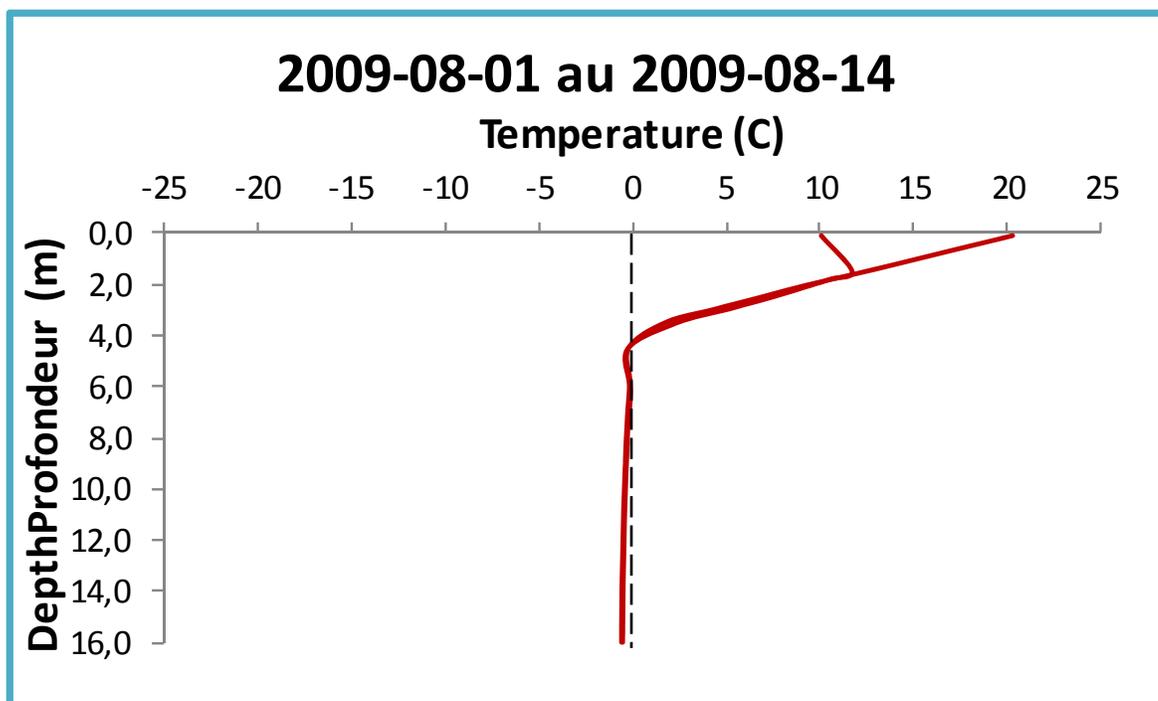


Figure B66. Profil des températures du sol entre le 1^{er} et le 14 août 2009. La ligne pointillée représente 0°C.

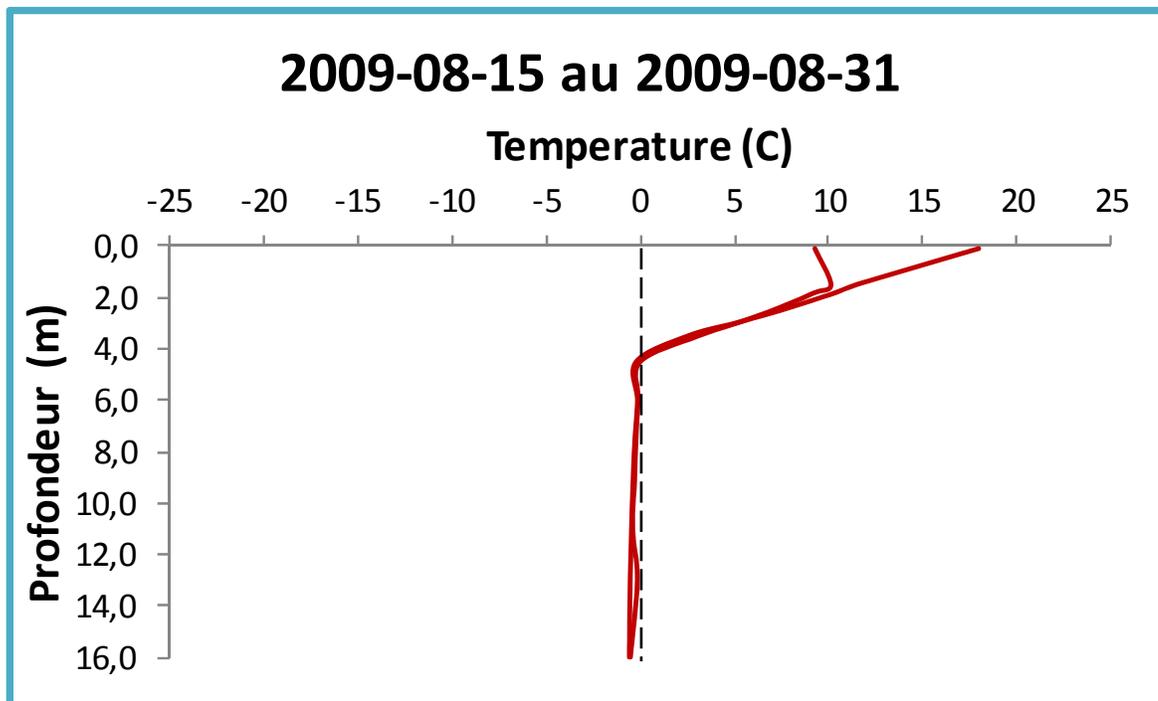


Figure B67. Profil des températures du sol entre le 15 et le 31 août 2009. La ligne pointillée représente 0°C.

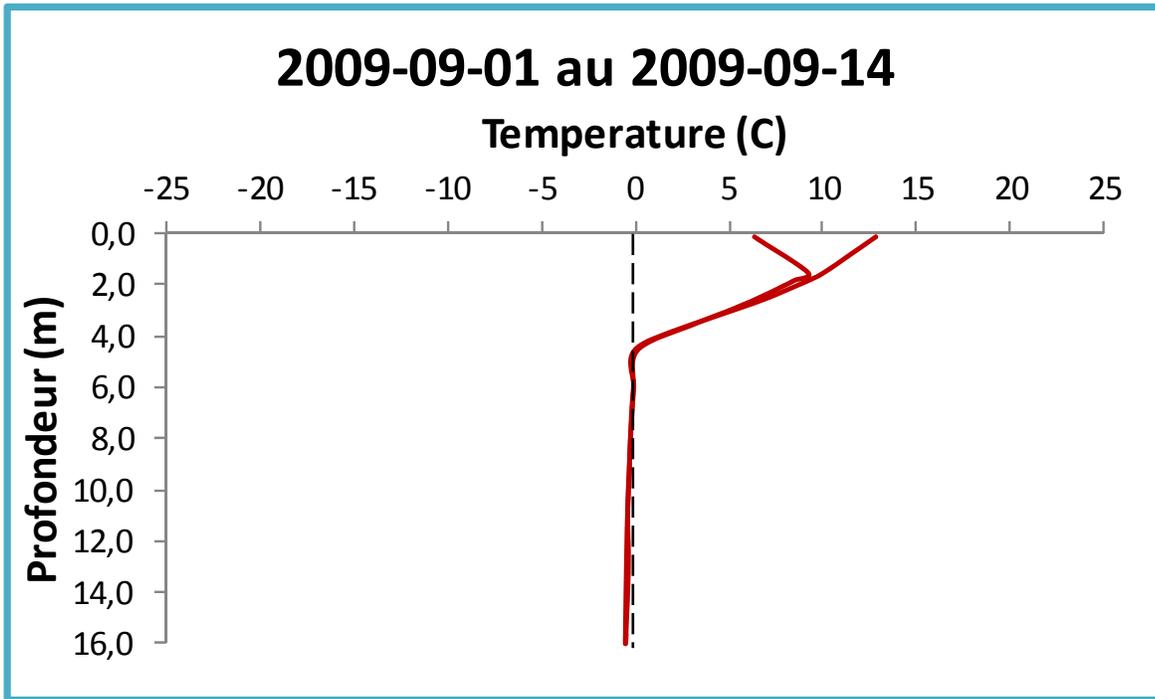


Figure B68. Profil des températures du sol entre le 1^{er} et le 14 septembre 2009. La ligne pointillée représente 0°C.

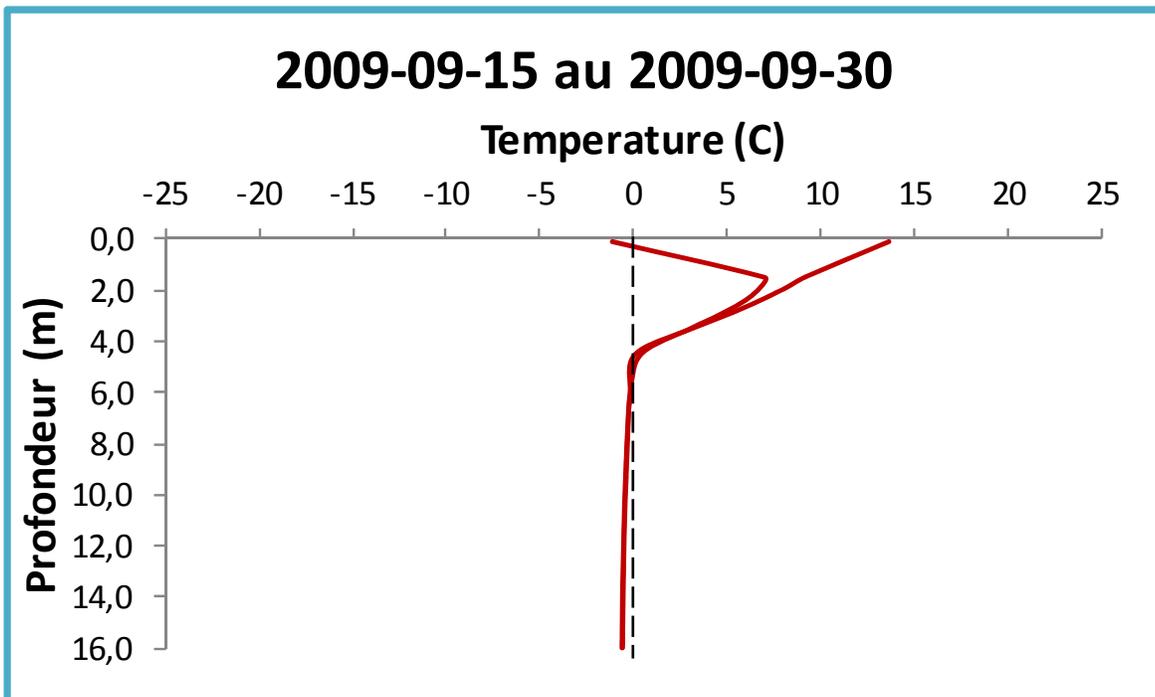


Figure B69. Profil des températures du sol entre le 15 et le 30 septembre 2009. La ligne pointillée représente 0°C.

