



Tendances relatives aux conditions du pergélisol et à l'écologie dans le nord du Canada

S. Smith¹

Biodiversité canadienne : état et tendances des écosystèmes en 2010

Rapport technique thématique n° 9

Publié par les Conseils canadiens des ministres des ressources

¹ Commission géologique du Canada, Ressources naturelles Canada

Catalogage avant publication de Bibliothèque et Archives Canada

Tendances relatives aux conditions du pergélisol et à l'écologie dans le nord du Canada.

Publ. aussi en anglais sous le titre :

Trends in permafrost conditions and ecology in northern Canada.

Monographie électronique en version PDF.

ISBN 978-1-100-97771-3

N° de cat. : En14-43/9-2011F-PDF

Le contenu de cette publication ou de ce produit peut être reproduit en tout ou en partie, et par quelque moyen que ce soit, sous réserve que la reproduction soit effectuée uniquement à des fins personnelles ou publiques, mais non commerciales, sans frais ni autre permission, à moins d'avis contraire.

On demande seulement :

- de faire preuve de diligence raisonnable en assurant l'exactitude du matériel reproduit;
- d'indiquer le titre complet du matériel reproduit et l'organisation qui en est l'auteur;
- d'indiquer que la reproduction est une copie d'un document officiel publié par le gouvernement du Canada et que la reproduction n'a pas été faite en association avec le gouvernement du Canada ni avec l'appui de celui-ci.

La reproduction et la distribution à des fins commerciales sont interdites, sauf avec la permission écrite de l'administrateur des droits d'auteur de la Couronne du gouvernement du Canada, Travaux publics et Services gouvernementaux Canada (TPSGC). Pour de plus amples renseignements, veuillez communiquer avec TPSGC au 613-996-6886 ou à droitdauteur.copyright@tpsgc-pwgsc.gc.ca.

Ce rapport devrait être cité comme suit :

Smith, S. 2011. Tendances relatives aux conditions du pergélisol et à l'écologie dans le nord du Canada. Biodiversité canadienne : état et tendances des écosystèmes en 2010, Rapport technique thématique n° 9. Conseils canadiens des ministres des ressources. Ottawa, (Ont.). iii + 23 p.

<http://www.biodivcanada.ca/default.asp?lang=Fr&n=137E1147-1>

© Sa Majesté la Reine du chef du Canada, 2011

Also available in English

PRÉFACE

Les Conseils canadiens des ministres des ressources ont élaboré un *Cadre axé sur les résultats en matière de biodiversité*¹ en 2006 pour mettre l'accent sur les mesures de conservation et de restauration conformément à la *Stratégie canadienne de la biodiversité*². Le rapport *Biodiversité canadienne : état et tendances des écosystèmes en 2010*³ a été le premier rapport rédigé suivant ce cadre. Il permet d'évaluer les progrès réalisés en vue d'atteindre l'objectif du cadre, à savoir des « écosystèmes sains et diversifiés » et d'obtenir les deux résultats souhaités en matière de conservation : i) des écosystèmes productifs, résilients et diversifiés capables de se rétablir et de s'adapter et ii) la restauration des écosystèmes endommagés.

Les 22 constatations clés récurrentes présentées dans *Biodiversité canadienne : état et tendances des écosystèmes en 2010* sont issues de la synthèse et de l'analyse des rapports techniques préparés dans le cadre du présent projet. Plus de 500 experts ont participé à la rédaction et à l'examen de ces documents de base. Le présent document, *Tendances relatives aux conditions du pergélisol et à l'écologie dans le nord du Canada*, s'inscrit au nombre de plusieurs rapports préparés sur la situation et les tendances de thèmes nationaux intersectoriels. Il a été préparé et révisé par des experts du domaine d'étude et reflète les points de vue des auteurs.

Remerciements

Un soutien a été fourni par Ressources naturelles Canada et par le programme de l'Année polaire internationale du gouvernement fédéral. Je remercie également l'examineur du présent rapport.

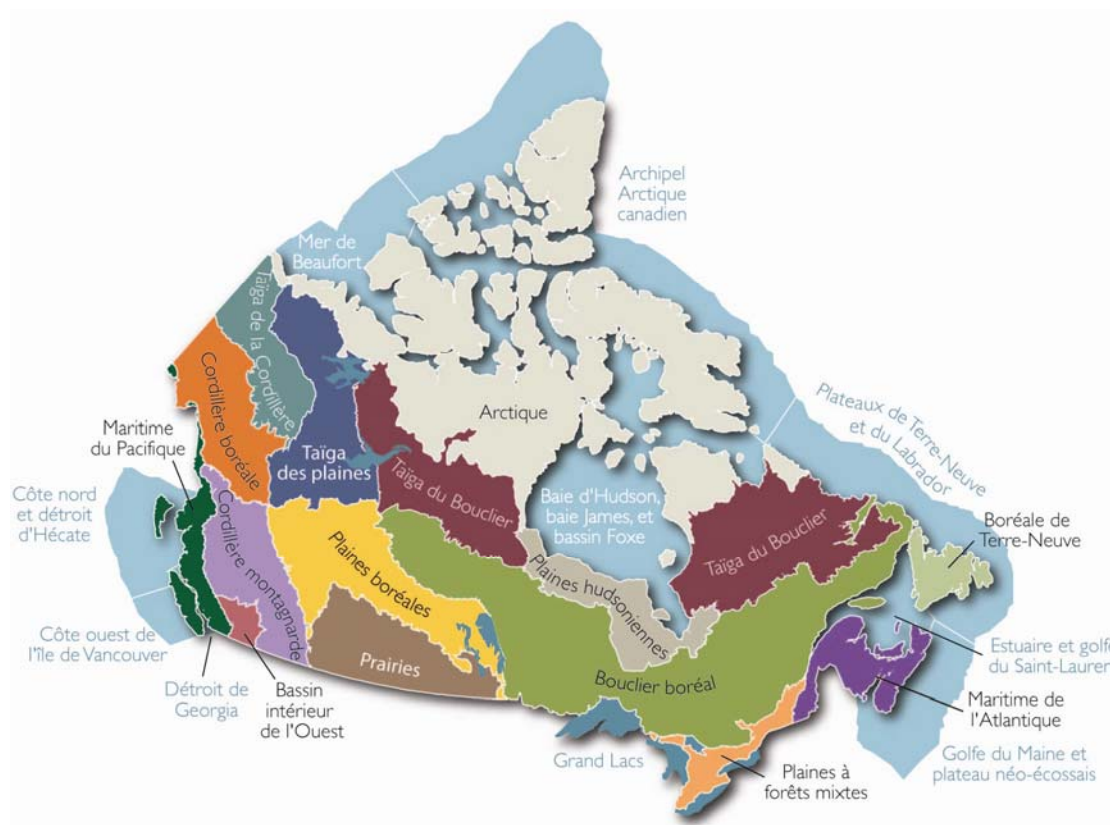
¹ Environnement Canada. 2006. Un cadre axé sur les résultats en matière de biodiversité pour le Canada. Conseils canadiens des ministres des ressources. Ottawa, ON. 8 p.
<http://www.biodivcanada.ca/default.asp?lang=Fr&n=F14D37B9-1>

² Groupe de travail fédéral-provincial-territorial sur la biodiversité. 1995. Stratégie canadienne de la biodiversité : réponse du Canada à la Convention sur la diversité écologique. Environnement Canada, Bureau de la Convention sur la biodiversité. Ottawa, ON. 80 p. <http://www.biodivcanada.ca/default.asp?lang=Fr&n=560ED58E-1>

³ Les gouvernements fédéral, provinciaux et territoriaux du Canada. 2010. Biodiversité canadienne : état et tendances des écosystèmes en 2010. Conseils canadiens des ministres des ressources. Ottawa, ON. vi + 148 p.
<http://www.biodivcanada.ca/default.asp?lang=Fr&n=83A35E06-1>

Système de classification écologique – écozones⁺

Une version légèrement modifiée des écozones terrestres du Canada, décrite dans le *Cadre écologique national pour le Canada*⁴, a permis de déterminer les zones représentatives d'écosystèmes pour tous les rapports compris dans le présent projet. Les modifications comprennent : un ajustement des limites terrestres pour tenir compte des améliorations résultant des activités de vérification au sol; la fusion des trois écozones de l'Arctique en une seule écozone; l'utilisation de deux écoprovinces, à savoir le bassin intérieur de l'Ouest et la forêt boréale de Terre-Neuve; l'ajout de neuf zones marines représentatives d'écosystèmes; et l'ajout de l'écozone des Grands Lacs. Ce système de classification modifié est appelé « écozones⁺ » dans ces rapports afin d'éviter toute confusion avec les « écozones » mieux connues du cadre initial⁵.



⁴ Groupe de travail sur la stratification écologique. 1995. *Cadre écologique national pour le Canada*. Agriculture et Agroalimentaire Canada, Direction générale de la recherche, Centre de recherches sur les terres et les ressources biologiques et Environnement Canada, Direction générale de l'état de l'environnement, Direction de l'analyse des écozones. Ottawa/Hull, ON. 144 p. Rapport et carte nationale 1/7 500 000.

⁵ Rankin, R., Austin, M. et Rice, J. 2011. *Système de classification écologique pour le Rapport sur l'état et les tendances des écosystèmes*. Biodiversité canadienne : état et tendances des écosystèmes en 2010, Rapport technique thématique n° 1. Conseils canadiens des ministres des ressources. Ottawa, ON.

<http://www.biodivcanada.ca/default.asp?lang=Fr&n=137E1147-1>

Table des matières

PRÉFACE	I
Remerciements	i
Système de classification écologique – écozones ⁺	ii
LISTE DES FIGURES	III
LISTE DES TABLEAUX	III
INTRODUCTION	1
CONSÉQUENCES DE L'ÉVOLUTION DES CONDITIONS DU PERGÉLISOL.....	3
TENDANCES DES CONDITIONS DU PERGÉLISOL DANS LES DIFFÉRENTES ÉCOZONES ⁺	6
Écozone ⁺ de la taïga des plaines	7
Écozone ⁺ de la taïga du Bouclier	9
Écozone ⁺ des plaines boréales	10
Écozone ⁺ du Bouclier boréal	10
Écozone ⁺ de la Cordillère boréale	10
Écozone ⁺ de l'Arctique	10
Écozone ⁺ de la taïga de la Cordillère	14
RÉFÉRENCES	15

Liste des figures

Figure 1. Carte du pergélisol au Canada.....	1
Figure 2. Températures du sol de 1984 à 2007 à une profondeur de près de 10 m, dans la vallée du Mackenzie, au sud de Norman Wells.	7
Figure 3. Profil des températures du sol en septembre, de 1985 à 2001, dans une tourbière en dégradation près de Fort Simpson (Territoires du Nord-Ouest).....	8
Figure 4. Profondeur maximale du dégel en période estivale pour un site (bh4) à Baker Lake, de 1997 à 2007.....	12
Figure 5. Températures du sol observées et annuelles moyennes à une profondeur de 15 m à Alert, de 1978 à l'été 2008.....	13
Figure 6. Températures mensuelles du sol à une profondeur de 5 m, de 1988 à 2002, au puits d'Environnement Canada à Iqaluit.....	14

Liste des tableaux

Tableau 1. Taux de dégradation du pergélisol dans les tourbières gelées du nord du Québec.....	9
--	---

INTRODUCTION

Le pergélisol désigne un sol, de la roche ou des sédiments dont la température demeure inférieure à 0 °C durant au moins deux années consécutives. L'influence majeure du pergélisol sur l'environnement et les processus biophysiques tient surtout à la glace qu'il renferme sous forme de glace interstitielle, de lentilles de glace, de coins de glace ou d'autres masses de glace (Mackay, 1972). La région de pergélisol couvre plus ou moins la moitié de la masse terrestre du Canada (Figure 1). Dans la partie nord de cette région, le pergélisol est continu et peut atteindre plusieurs centaines de mètres de profondeur et des températures inférieures à -5 °C (Heginbottom *et al.*, 1995; Smith *et al.*, 2001a). Dans la partie sud, le pergélisol devient discontinu et irrégulier et s'amincit jusqu'à n'avoir plus que quelques mètres de profondeur. À la limite sud de la région de pergélisol, la température souterraine s'approche de 0 °C (par exemple Smith *et al.*, 2008).

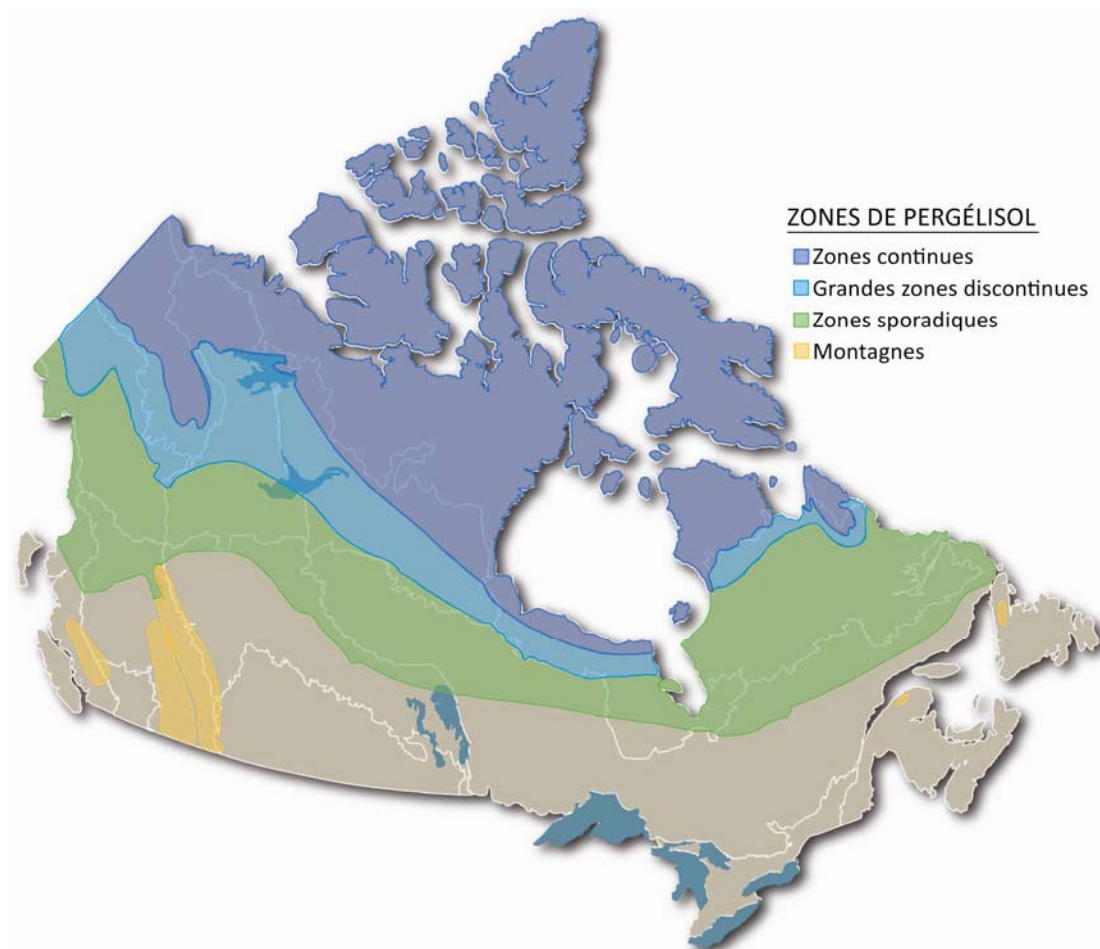


Figure 1. Carte du pergélisol au Canada.
Source : Adapté de Heginbottom *et al.* (1995)

La couche active est la partie supérieure du sol qui dégèle chaque été et qui regèle en hiver. Elle repose sur le pergélisol et son épaisseur dépend d'un certain nombre de facteurs, notamment

les facteurs climatiques et locaux tels que la couverture de neige, la végétation, la présence d'une couche organique, l'humidité du sol et les matériaux de surface (Smith *et al.*, 2001a). L'épaisseur de la couche active varie de moins de 0,5 m dans les sols organiques végétalisés à plusieurs mètres dans les secteurs d'affleurements rocheux (Smith *et al.*, 2001a). En général, l'humidité et les flux de gaz demeurent confinés à la couche active, soumise au dégel saisonnier. Ainsi, le pergélisol et les caractéristiques de la couche active peuvent avoir des effets sur les processus physiques et chimiques qui, combinés au climat, façonnent le paysage, les communautés végétales et les écosystèmes, de la forêt boréale à la toundra (par exemple Mackay, 1995; Walker *et al.*, 2004; Kokelj et Burn, 2005; Lewkowicz et Harris, 2005; Kokelj *et al.*, 2007a).

Dans le passé, la superficie et la profondeur du pergélisol ont évolué sous l'effet des changements climatiques qui se sont produits à l'échelle de quelques décennies, de plusieurs siècles, voire de millénaires. Sous un climat froid, la superficie et l'épaisseur du pergélisol augmentent, tandis que le réchauffement climatique provoque l'épaississement de la couche active et l'amincissement ou même la disparition du pergélisol. L'évolution des conditions du pergélisol durant les quelques derniers millénaires a été étudiée par Smith et Burgess (2004) et Smith *et al.* (2001a). Dans des conditions plus chaudes du milieu de l'Holocène, entre 6 000 et 9 000 ans passés, la limite sud du pergélisol était au nord de son emplacement actuel et les couches actives étaient généralement plus épaisses aux endroits où le pergélisol était présent (par exemple Burn *et al.*, 1986; Zoltai, 1995). Après cette période douce, le froid qui s'est installé, il y a environ 3 700 à 5 000 ans, a provoqué une nouvelle augmentation de la superficie du pergélisol (par exemple Zoltai, 1993; Vardy *et al.*, 1998).

Au cours du Petit Âge glaciaire, soit entre les années 1550 à 1850, sous des températures environ 1 °C plus basses qu'aujourd'hui, le pergélisol s'étendait plus au sud (par exemple Vitt *et al.*, 1994). À l'extrémité sud de la zone de pergélisol discontinu, une partie de ce pergélisol a persisté dans les sols organiques, en particulier dans les tourbières peuplées de *Sphagnum* (Halsey *et al.*, 1995). Cette situation s'explique par la présence d'une épaisse couche de tourbe isolante qui a préservé le pergélisol jusqu'à ce jour, et ce, malgré le réchauffement du climat. Depuis les 20 à 30 dernières années, un réchauffement du pergélisol a été observé dans l'ensemble de la zone de pergélisol. Nous examinerons ici l'évolution récente des conditions du pergélisol.

Au cours du prochain siècle, le réchauffement climatique devrait modifier les conditions du pergélisol. Dans la partie sud de la zone de pergélisol discontinu, le pergélisol déjà plus chaud et mince qu'ailleurs pourrait finir par disparaître complètement, tandis que dans les zones de pergélisol plus profond et froid, le réchauffement prévu pourrait fort bien faire épaissir la couche active et réduire la profondeur du pergélisol (Smith et Burgess, 2004). D'après des simulations réalisées dans le cadre d'une étude à l'échelle circumpolaire, l'épaisseur de la couche active pourrait s'accroître de 20 à 60 % d'ici un siècle (ACIA, 2005). Signalons toutefois que les modèles à cette échelle ont souvent recours à des représentations généralisées des conditions de végétation et des caractéristiques des matériaux géologiques, deux facteurs qui influencent fortement la réponse thermique du pergélisol. D'après les résultats d'études de modélisation des milieux boréaux et de toundra de la vallée du Mackenzie, une des régions qui

connaissent depuis quelque temps les plus fortes hausses de température atmosphérique, tout indique que le réchauffement climatique entraînera d'ici un siècle une augmentation de 15 à 40 % de la profondeur du dégel, légèrement atténuée dans les zones recouvertes d'une épaisse couche organique (Woo *et al.*, 2007).

CONSÉQUENCES DE L'ÉVOLUTION DES CONDITIONS DU PERGÉLISOL

Caractéristique importante du paysage du Nord canadien, le pergélisol a des effets sur l'environnement biophysique. Les conditions du pergélisol, les processus hydrologiques, les conditions du sol et la végétation sont fortement interdépendants (Jorgenson *et al.*, 2001; Hinzman *et al.*, 2005). Le pergélisol et son sol chargé de glace forment essentiellement le fondement physique de plusieurs communautés végétales et écosystèmes. Voilà pourquoi l'évolution des conditions du pergélisol, qu'elle soit le résultat de processus naturels, de changements climatiques ou d'activités anthropiques, risque d'avoir des répercussions sur les écosystèmes aquatiques et terrestres.

Plusieurs publications récentes (par exemple Woo *et al.*, 1992; Brown *et al.*, 2004; Smith et Burgess, 2004; Conseil du bassin du fleuve Mackenzie, 2004; ACIA, 2005) examinent les relations entre les conditions du pergélisol, l'hydrologie et la végétation, y compris les répercussions du réchauffement et du dégel du pergélisol sur les écosystèmes aquatiques et terrestres. De grandes quantités d'humidité restent emprisonnées dans le pergélisol sous forme de glace souterraine, à peine recouverte d'une mince couche (souvent inférieure à 1 mètre [m]) de sol superficiel, la couche active, soumise au gel et au dégel annuels. Là où l'on trouve du pergélisol, les échanges d'humidité et de gaz ainsi que les processus biologiques se limitent en grande partie à la couche active en période de dégel. Par l'influence qu'il exerce sur l'infiltration, le ruissellement, les réserves d'eau souterraine et l'écoulement de ces dernières, le sol gelé joue un rôle de premier plan dans l'hydrologie des régions nordiques (Woo *et al.*, 1992).

L'épaisseur de la couche gelée et de la couche active a des effets sur la profondeur de la zone d'enracinement et sur les conditions d'humidité du sol, deux facteurs importants pour assurer la succession et la croissance des végétaux, mais aussi indirectement liés au cycle hydrologique par le biais de l'évapotranspiration (Woo *et al.*, 1992; Hinzman *et al.*, 2005).

La modification du bilan énergétique de surface qui résulte, par exemple, des variations de la couverture végétale dues à des processus naturels (par exemple les incendies), à des activités anthropiques (par exemple le défrichage à des fins de construction d'infrastructure) ou à des changements climatiques (température atmosphérique et précipitations) peut provoquer une hausse de température à la surface du sol, ainsi que le réchauffement et le dégel du pergélisol (par exemple Mackay, 1995; Burgess et Smith, 2003; Smith *et al.*, 2008). Le dégel du pergélisol et des grandes quantités de glace qu'il renferme s'accompagne parfois de formation de thermokarsts par suite de l'affaissement du sol (Jorgenson *et al.*, 2008). Comme les conditions de glace souterraine varient d'un endroit à l'autre, on observe parfois un affaissement différentiel

qui crée de nouvelles irrégularités topographiques. Les conséquences de la formation de ces thermokarsts dépendent de l'état de la glace souterraine et des conditions de drainage. Des étangs thermokarstiques peuvent se former lorsqu'un sol chargé de glace et mal drainé s'affaisse.

Dans les régions subarctiques et boréales, l'inondation des racines des arbres peut se produire lorsque le drainage est mauvais et entraîner un changement dans la structure de l'écosystème, lorsque les forêts sont remplacées par des prairies humides de carex, des tourbières ainsi que des étangs et des lacs thermokarstiques (Jorgenson *et al.*, 2001; Hinzman *et al.*, 2005; Jorgenson et Osterkamp, 2005). La modification des conditions souterraines et le passage d'un type d'écosystème à un autre s'accompagnent inévitablement de changements dans la productivité biologique, la biomasse, les échanges gazeux, le cycle nutritif, la végétation et la biodiversité (Racine *et al.*, 1998; Lloyd *et al.*, 2003; Lantz *et al.*, 2009). Dans les zones de tourbières, les plateaux de tourbe gelés qui sont normalement boisés peuvent être remplacés par des étangs ou des milieux humides de carex lorsque la tourbière riche en glace et le sol minéral sous-jacent dégèle et s'affaisse (Burgess et Tarnocai, 1997; Smith *et al.*, 2008). C'est ainsi que des tourbières boisées se transforment en tourbières minérotrophes (Aylsworth et Kettles, 2000; Christensen *et al.*, 2004; Hinzman *et al.*, 2005). Globalement, la formation de thermokarsts peut donner naissance à un nouvel écosystème favorable aux oiseaux et autres espèces aquatiques, remplaçant ainsi l'écosystème boisé où vivaient des oiseaux et des mammifères terrestres (Hinzman *et al.*, 2005). Il a également été observé que des processus thermokarstiques, y compris l'expansion des lacs résultant de l'effondrement dû au dégel (Kokelj *et al.*, 2009a), modifient la composition chimique des lacs de la toundra, ce qui pourrait avoir des répercussions sur les écosystèmes aquatiques (Kokelj *et al.*, 2009b).

Par ailleurs, les tourbières gelées renferment une grande quantité de carbone. Le réchauffement climatique dans les régions de pergélisol peut donc avoir une incidence sur le cycle du carbone en raison de leurs effets sur les sources et les puits de gaz à effet de serre associés au dégel ou à l'incendie des tourbières affectées par le pergélisol (par exemple Robinson et Moore, 2000).

Plus le pergélisol dégèle en profondeur, plus les barrières qui empêchent l'eau de s'infiltrer dans le sol se désagrègent. Suivant les précipitations et les conditions du sol (c'est-à-dire les caractéristiques de drainage), les couches superficielles du sol risquent de se dessécher, une éventualité susceptible d'avoir des répercussions sur la dynamique des écosystèmes (Yoshikawa et Hinzman, 2003). Cette sécheresse pourrait bien augmenter la vulnérabilité de la végétation aux incendies de forêt (Hinzman *et al.*, 2004; Hinzman *et al.*, 2005).

Si la couche active s'épaissit et des brèches se forment dans le pergélisol, le drainage vers la subsurface risque d'augmenter et de toucher éventuellement les milieux humides, les étangs et les lacs (Smith *et al.*, 2005a). Plusieurs études signalent une tendance à l'assèchement de lacs thermokarstiques et d'autres plans d'eau de diverses régions, par exemple dans la plaine Old Crow du Yukon (Labrecque *et al.*, 2001), en Alaska (Yoshikawa et Hinzman, 2003) et en Sibérie (Smith *et al.*, 2005a). Dans les endroits où le pergélisol renferme une grande quantité de glace souterraine, le dégel et l'érosion des chenaux d'écoulement risquent d'entraîner le drainage catastrophique de lacs, comme cela s'est déjà produit dans le nord-ouest du Canada (Marsh et Neumann, 2001; Marsh, 2008; Marsh *et al.*, 2009).

Toute modification du pergélisol qui entraîne une transition vers des milieux plus secs, comme la toundra arbustive ou forestière, peut causer la perte d'écosystèmes aquatiques. Certaines communautés végétales incapables de coloniser les sols froids et mal drainés qui reposent sur le pergélisol pourraient prospérer sous des conditions plus chaudes et plus sèches. Sur la rive des étangs thermokarstiques, par exemple, l'assèchement qui découlerait d'une amélioration du drainage pourrait favoriser la croissance d'arbres et de grands arbustes (Lloyd *et al.*, 2003; Hinzman *et al.*, 2004; Hinzman *et al.*, 2005). Signalons en outre que la croissance de ces arbres et arbustes pourrait aussi avoir des effets sur le régime thermique du sol et les conditions du pergélisol en favorisant l'accumulation de neige, ce qui créerait des conditions propices au réchauffement de la subsurface en hiver et à une nouvelle dégradation du pergélisol (Smith, 1975).

Dans le désert polaire de l'Extrême Arctique, les milieux humides épars, dont les conditions hydrologiques et écologiques sont essentielles à la survie des végétaux, des insectes, des oiseaux et des rongeurs, ont absolument besoin d'une nappe phréatique de niveau suffisamment élevé (Woo et Young, 1998). En limitant le drainage, une couche active mince aide à maintenir le niveau de la nappe phréatique. Par contre, tout épaissement de la couche active qui résulterait du réchauffement du sol risque d'améliorer le drainage et d'abaisser le niveau de la nappe phréatique. En outre, si le dégel du pergélisol sous-jacent, chargé de glace, provoque un effondrement et de l'érosion, la nappe phréatique risque fort de disparaître et des processus thermokarstiques viendront disséquer le paysage et vider les milieux humides de leur eau (Woo *et al.*, 2006; Woo et Young, 2006). La perte de ces milieux humides aurait pour effet de modifier la composition végétale de l'écosystème et pourrait entraîner la perte d'habitat pour les espèces sauvages (Woo *et al.*, 2006), en particulier le bœuf musqué, habitant estival des milieux humides.

En temps normal, l'écoulement fluvial réagit rapidement à la fonte des neiges et aux épisodes pluvieux en présence de pergélisol, puisque la couche active devient vite saturée et que la majeure partie de l'eau s'écoule en surface jusqu'au cours d'eau (Woo, 1976). C'est ce qui explique que, dans les régions de pergélisol, les bassins hydrographiques affichent un rapport ruissellement-pluie élevé et que l'écoulement fluvial diminue rapidement après un épisode de précipitations ou de dégel. En effet, le pergélisol limite l'écoulement de l'eau souterraine (le débit de base) vers le cours d'eau (Kane *et al.*, 1998; Lilly *et al.*, 1998). Plus le pergélisol se dégrade et la couche active s'épaissit, plus l'écoulement hypodermique prend de l'importance et uniformise la répartition annuelle du débit (Woo *et al.*, 1992; Michel et Vaneverdingen, 1994; Hinzman *et al.*, 2005). Dans de nombreux cours d'eau de la région de pergélisol, il n'existe souvent aucun ou très peu de débit hivernal, mais avec la dégradation du pergélisol (en particulier dans la zone où le pergélisol est sporadique), qui pourrait mener à la formation de talik (zones non gelées), le débit de base hivernal augmentera pour maintenir l'écoulement fluvial hivernal (Hinzman et Kane, 1992; Yoshikawa et Hinzman, 2003; Janowicz, 2008). Les débits de pointe en été devraient également diminuer au fur et à mesure que le pergélisol se dégrade en raison de l'augmentation de l'infiltration (et de la diminution du ruissellement) et de l'écoulement hypodermique (Yoshikawa et Hinzman, 2003; Hinzman *et al.*, 2005).

Cette modification de l'écoulement fluvial et des niveaux d'eau pourrait entraîner des changements au sein des écosystèmes aquatiques et de l'habitat du poisson. Par ailleurs, à cause de l'apport accru de l'écoulement hypodermique et de l'écoulement souterrain aux plans d'eau de surface, la composition chimique de l'eau pourrait changer avec l'arrivée d'une charge accrue d'élément dissous, ce qui risque aussi de nuire aux poissons et à d'autres organismes aquatiques (Hinzman et Kane, 1992; Michel et Vaneverdingen, 1994; Hinzman *et al.*, 2005; Frey et McClelland, 2009). L'affaissement et l'érosion qui risquent de se produire le long des cours d'eau par suite du dégel du pergélisol chargé de glace, ainsi que la perte de solidité qui s'ensuivrait, pourraient donner lieu à un envasement accru et à la formation de barrages, entraînant la dérivation de ces cours d'eau, voire des inondations en amont (Aylsworth *et al.*, 2000; Lamoureux et Lafreniere, 2009). Toutes ces possibilités constituent des menaces pour les habitats aquatiques.

La perte de force portante, le tassement des sols et l'augmentation de leur perméabilité, trois conséquences possibles du dégel du pergélisol chargé de glace, auraient des répercussions majeures sur l'infrastructure des régions nordiques (par exemple Smith *et al.*, 2001a; Couture *et al.*, 2003). Il faut s'inquiéter particulièrement de la perte d'intégrité des structures de confinement, notamment les albaques, les bassins et amas de résidus et les autres lieux de stockage de déchets, qui ont souvent besoin du pergélisol pour isoler les contaminants du milieu environnant. L'incapacité à maintenir un sol gelé en permanence risque d'augmenter la perméabilité du sol, provoquant ainsi une perte d'intégrité des barrages de confinement et la mobilisation des contaminants, au détriment probable des écosystèmes terrestres et aquatiques (par exemple Dyke, 2001; Hayley et Horne, 2008; Furgal *et al.*, 2008).

TENDANCES DES CONDITIONS DU PERGÉLISOL DANS LES DIFFÉRENTES ÉCOZONES⁺

Des résultats récents provenant des sites de surveillance thermique du pergélisol indiquent que le réchauffement du pergélisol se produit dans l'ensemble des zones de pergélisol (par exemple Smith *et al.*, 2005b), bien que l'ampleur de ce réchauffement varie selon le secteur. Depuis les années 1980, le pergélisol peu profond se réchauffe de 0,3 à 0,6 °C par décennie dans le centre et le nord de la région du Mackenzie, découlant d'une augmentation généralisée de la température atmosphérique. Un réchauffement du pergélisol peu profond a aussi été observé dans l'est de l'Arctique et l'Extrême Arctique, essentiellement à la fin des années 1990. L'étude de la perte de tourbières gelées nous donne de nouvelles preuves du réchauffement et du dégel du pergélisol depuis quelques décennies, en particulier dans la partie sud de la région de pergélisol. Voici, en résumé, les changements récemment observés dans les conditions du pergélisol des différentes écozones⁺.

Écozone⁺ de la taïga des plaines

Grâce au vaste réseau de surveillance du pergélisol mis en place dans la vallée du Mackenzie, dans l'ouest du Canada, il existe des registres des températures du pergélisol de cette région, jusqu'à des profondeurs de 20 à 30 m. Certains de ces registres remontent à plus de 20 ans. Dans le centre de la vallée du Mackenzie (près de Norman Wells), où le pergélisol atteint jusqu'à 50 m d'épaisseur et se maintient à des températures d'environ -1 °C, un réchauffement de 0,3 °C par décennie a été observé depuis le milieu des années 1980, à une profondeur de 10 m, comme il est illustré dans la Figure 2 (Smith *et al.*, 2005b; Romanovsky *et al.*, 2007). Des augmentations semblables de température du pergélisol de 0,1 à 0,2 °C par décennie, à une profondeur de 15 m, se sont produites depuis les années 1960 dans un pergélisol plus froid (-2 à -3 °C) dans des forêts d'épinettes de la partie nord de l'écozone⁺ dans le delta du Mackenzie (Kanigan *et al.*, 2008). Kokelj *et al.*, (2007b) ont constaté que les coins de glace étaient inactifs dans les forêts d'épinettes de l'est du delta de Mackenzie, ce qui suggère un réchauffement des conditions hivernales.

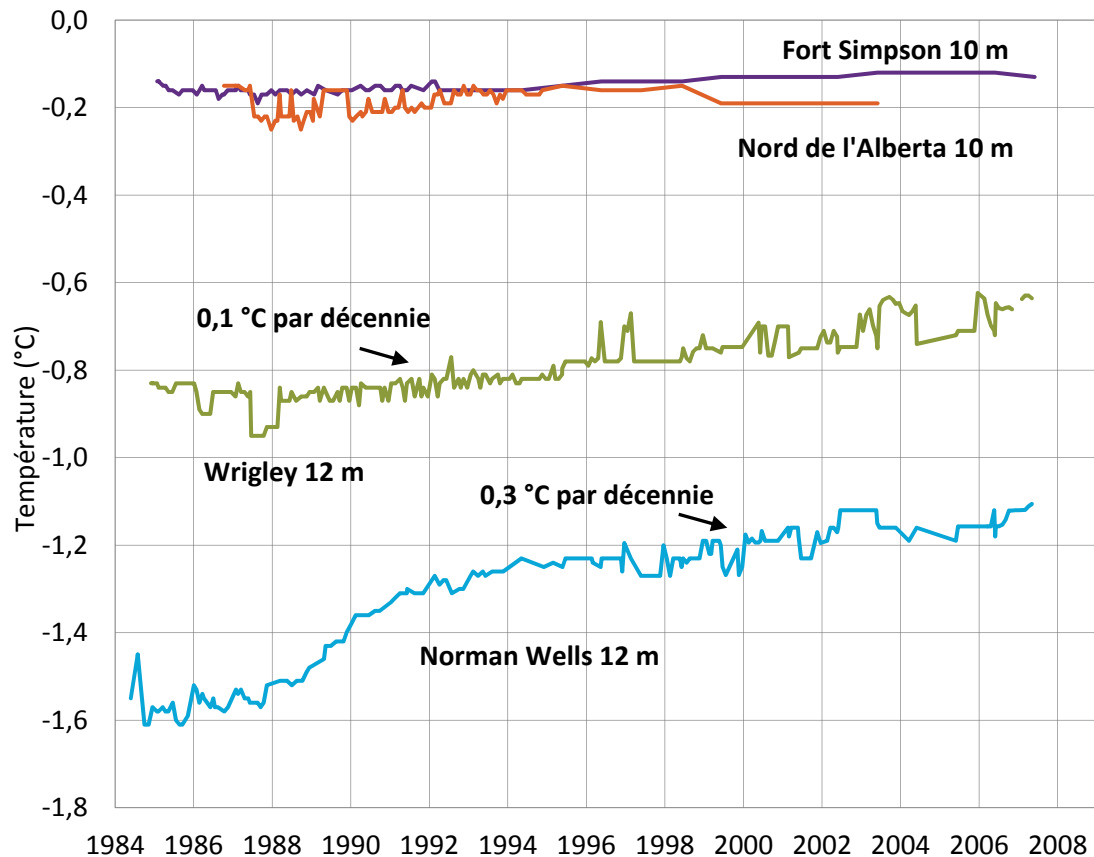


Figure 2. Températures du sol de 1984 à 2007 à une profondeur de près de 10 m, dans la vallée du Mackenzie, au sud de Norman Wells.

Signalons que la fréquence de la prise de mesures a été réduite au milieu des années 1990 dans les deux sites les plus au sud.

Source : Adapté et mis à jour de Smith *et al.* (2005b)

Dans le sud de la vallée du Mackenzie (près de Fort Simpson) et le nord de l'Alberta, où le pergélisol devient irrégulier et plus chaud qu'au nord (températures avoisinant 0 °C), le pergélisol subit des augmentations de température beaucoup moins marquées (Figure 2). Cette absence de tendance ou cette réduction de l'augmentation de la température du pergélisol dans un pergélisol chaud est probablement attribuable à la grande quantité de chaleur latente nécessaire au changement de phase dans les sédiments non consolidés riches en glace (Smith *et al.*, 2005b). Dans la partie sud de l'écozone⁺, le pergélisol se trouve presque essentiellement sous des sols organiques. Une grande partie de ce pergélisol date vraisemblablement du Petit Âge glaciaire et a survécu au climat doux grâce à l'épaisse couche de tourbe isolante qui le recouvre (par exemple Halsey *et al.*, 1995). Étant donné que le pergélisol de ces tourbières renferme habituellement une forte proportion de glace, il a tendance à devenir isotherme en profondeur lorsque la température avoisine 0 °C (Smith *et al.*, 2008). Des augmentations de la profondeur du dégel ont été observées (Burgess et Smith, 2003), et certains sites où la couche de pergélisol est particulièrement mince (moins de 5 m d'épaisseur) se sont complètement dégradés au cours des 10 à 20 dernières années (Figure 3) (Burgess et Smith, 2003).

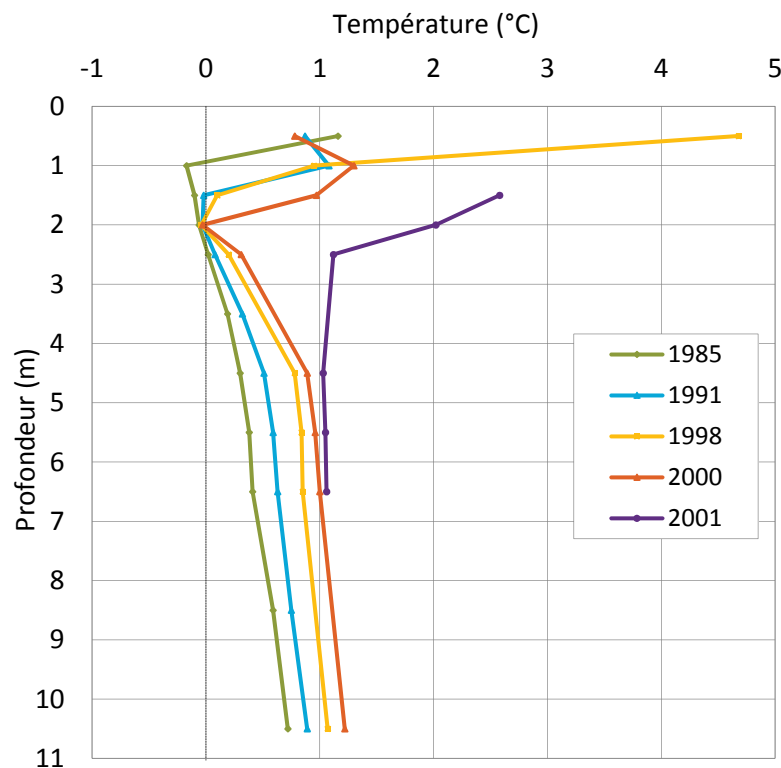


Figure 3. Profil des températures du sol en septembre, de 1985 à 2001, dans une tourbière en dégradation près de Fort Simpson (Territoires du Nord-Ouest).
Source : Adapté de Smith et al. (2008)

D'autres manifestations de l'évolution des conditions du pergélisol dans le sud de la taïga des plaines ressortent de l'analyse de photographies aériennes, réalisée pour déterminer la variation de la superficie de tourbières gelées au fil du temps. Après l'examen de quatre sites du sud de la vallée du Mackenzie, Beilman et Robinson (2003) ont conclu que, durant la deuxième moitié du

20^e siècle, la superficie des tourbières gelées avait diminué de 10 à 50 %. En moyenne, 22 % des plateaux tourbeux se sont dégradés au cours de cette période.

Cette modification de la répartition et de l'état thermique du pergélisol au sein de l'écozone⁺ de la taïga des plaines concorde avec l'évolution de la température atmosphérique depuis quelques décennies, mais pour déterminer la réaction du pergélisol face au réchauffement climatique, il faut aussi tenir compte des variations de l'enneigement. En effet, la couche de neige joue un rôle d'isolant et limite la perte de chaleur du sol durant l'hiver. Ainsi, les sols très enneigés ont une température hivernale plus élevée que celle des sols où la couche de neige est minime (par exemple Goodrich, 1982; Burgess et Smith, 2000; Burn *et al.*, 2009). Par ailleurs, les tourbières gelées subissent une évolution naturelle en trois temps : dans un premier temps, le pergélisol se forme; il devient stable durant la période de maturité; et enfin, la dégradation thermique qui survient à la phase de surmaturité provoque le dégel du pergélisol et l'affaissement de la tourbière en superficie (Burgess et Tarnocai, 1997). Les feux de friche peuvent aussi modifier les conditions du pergélisol (Mackay, 1995). Dans le cas d'incendies graves, l'élimination de la végétation peut s'accompagner de dommages à la couche organique superficielle isolante. Cette réduction de la capacité d'isolation, conjuguée à l'accroissement de l'albédo en surface, crée des conditions propices au réchauffement et au dégel du sol, comme cela s'est produit dans les terres organiques du nord de l'Alberta après les incendies de 2004 (Smith *et al.*, 2008).

Écozone⁺ de la taïga du Bouclier

Payette *et al.* (2004) ont quantifié l'évolution de la répartition des tourbières gelées du nord du Québec et de la côte est de la baie d'Hudson. À l'aide de photographies aériennes, les chercheurs ont caractérisé l'évolution du pergélisol et des étangs thermokarstiques entre 1957 et 2003. Comme il est démontré dans le Tableau 1, les résultats obtenus témoignent de la dégradation du pergélisol depuis 1957 et de l'accélération de la perte de superficie des tourbières gelées depuis 1993 (5,3 % par année). Le dégel de la glace souterraine a provoqué un affaissement de 1 à 1,5 m de la surface. D'après Payette *et al.* (2004), l'accélération du dégel du pergélisol est principalement attribuable à l'augmentation des précipitations neigeuses et de la température atmosphérique. Par ailleurs, la superficie des étangs thermokarstiques a aussi augmenté durant cette période (Beaulieu et Allard, 2003; Vallee et Payette, 2007). D'après l'analyse de photographies aériennes et d'images satellites, Fortier et Aubé-Maurice (2008) concluent que la perte de pergélisol se poursuit dans cette région; entre 1957 et 2005, on note un recul de 40 % de la superficie du pergélisol près d'Umiujaq et une augmentation de 175 % des phénomènes thermokarstiques. Dans le nord du Québec, la surveillance de la température du pergélisol peu profond témoigne aussi du réchauffement en cours depuis 1993 (Allard *et al.*, 2007).

Tableau 1. Taux de dégradation du pergélisol dans les tourbières gelées du nord du Québec.

Période	Taux de dégradation du pergélisol
1957-1983	2,5 % par an
1983-1993	2,8 % par an
1993-2003	5,3 % par an

Source : Payette et al. (2004)

Écozone⁺ des plaines boréales

Dans les plaines boréales, le pergélisol est irrégulier et se limite aux tourbières. Le pergélisol de cette zone a connu une grande activité depuis le dernier millénaire (Vitt *et al.*, 2000).

Vraisemblablement formé sous le climat froid du Petit Âge glaciaire, il a persisté grâce à l'isolation que lui procure la tourbe. Après analyse de photographies aériennes, Beilman *et al.* (2001) et Beilman et Robinson (2003) ont conclu que le pergélisol de certaines régions, en particulier à la limite sud de la zone de pergélisol, avait complètement fondu au cours du siècle dernier. Selon Beilman et Robinson (2003), entre 32 et 70 % de la superficie des palses observées sur le terrain en Alberta a subi une dégradation au cours des 100 à 150 dernières années.

Écozone⁺ du Bouclier boréal

Comme dans les plaines boréales, le pergélisol du Bouclier boréal se limite essentiellement aux sols organiques. L'analyse de photographies aériennes et la mesure du taux d'affaissement des tourbières témoignent du dégel qui affecte le pergélisol du nord de la Saskatchewan et du Manitoba depuis 50 à 100 ans (Beilman *et al.*, 2001; Beilman et Robinson, 2003; Camill, 2005). D'après Beilman et Robinson (2003), de 53 à 64 % de la superficie des palses observées sur le terrain en Saskatchewan et au Manitoba a subi une dégradation au cours des 100 à 150 dernières années. Cette dégradation du pergélisol a été attribuée aux changements climatiques, bien que les tourbières gelées passent par un cycle naturel de formation et de fonte du pergélisol (voir la section sur la taïga des plaines).

Écozone⁺ de la Cordillère boréale

Les renseignements disponibles semblent insuffisants pour caractériser l'évolution du pergélisol dans le sud du Yukon et le nord de la Colombie-Britannique. Cependant, quelques données sont disponibles relativement à certains sites du corridor de la route de l'Alaska. Dans la vallée de la rivière Takhini, au Yukon, les données de température du pergélisol peu profond enregistrées de 1983 à 1996 ne révèlent aucune tendance claire (Burn, 1998). Dans le centre du Yukon, à Mayo, les mesures de profondeur de dégel recueillies à un site forestier dans les années 1990 n'indiquent aucune augmentation de cette profondeur (Haeberli et Burn, 2002).

D'après les résultats préliminaires d'études de terrain réalisées en 2007 dans le corridor de la route de l'Alaska, entre Whitehorse (Yukon) et Fort St. John (Colombie-Britannique), pour mesurer la profondeur jusqu'au niveau supérieur du pergélisol (James *et al.*, 2008), la profondeur du dégel aurait augmenté par rapport aux mesures effectuées en 1964 par Brown (1967). Ces résultats indiquent en outre qu'à plus de la moitié des points d'observation, le pergélisol a subi une certaine dégradation depuis 40 ans.

Écozone⁺ de l'Arctique

Le réseau de sites de surveillance établis de l'est à l'ouest de l'Arctique et dans l'Extrême Arctique nous renseigne sur les tendances récentes des températures du pergélisol de l'écozone⁺ de l'Arctique. En général, les changements observés dans les températures du pergélisol peu

profond au cours de la dernière décennie sont plus importants dans l'Arctique comparativement aux zones situées au sud de la limite forestière (taïga et zones boréales) en raison de l'absence d'une zone tampon créée par la végétation et d'épaisses couches de neige. En outre, vu l'absence de changements de phase et d'eau non gelée, rien ne vient obstruer les signaux du climat dans ce pergélisol froid, ce qui explique le lien direct entre les variations de la température atmosphérique et celles de la température du pergélisol.

Dans l'ouest de l'écozone⁺ de l'Arctique, les données de température du pergélisol recueillies depuis la fin des années 1990 dans le nord du bassin du fleuve Mackenzie indiquent que le pergélisol se réchauffe depuis le début des années 1990. Dans la péninsule de Tuktoyaktuk, par exemple, la température du pergélisol à une profondeur de 28 m a augmenté de 0,02 à 0,06 °C par année entre 1990 et 2002 (Smith *et al.*, 2005b). Une analyse de Burn et Kokelj (2009) révèle que les températures du sol près de la surface de la toundra des hautes terres dans la région du delta de Mackenzie ont augmenté de 1 à 2 °C depuis le début des années 1970 à 2007. D'après les résultats de la modélisation effectuée pour un site de surveillance du pergélisol de l'île Herschel, au Yukon, la température du pergélisol à une profondeur de 20 m s'est accrue de 1,9 °C depuis 100 ans (Burn et Zhang, 2009). De récentes observations sur le terrain réalisées dans ce même site témoignent en outre d'un épaissement de la couche active depuis 1985.

Dans le centre-sud de l'écozone⁺ de l'Arctique, on effectue des relevés de température du pergélisol jusqu'à 3 m de profondeur depuis 1997, à Baker Lake (Nunavut). De 1997 à 2007, un accroissement général de la profondeur de dégel a été observée (Figure 4), même si quelques variations interannuelles ressortent de cette série relativement courte de données (Smith *et al.*, 2005b; Throop *et al.*, 2008). L'augmentation la plus forte de la profondeur de dégel, entre 1997 et 1998, concorde avec la plus longue saison de dégel, survenue en 1998 (Smith *et al.*, 2001b).

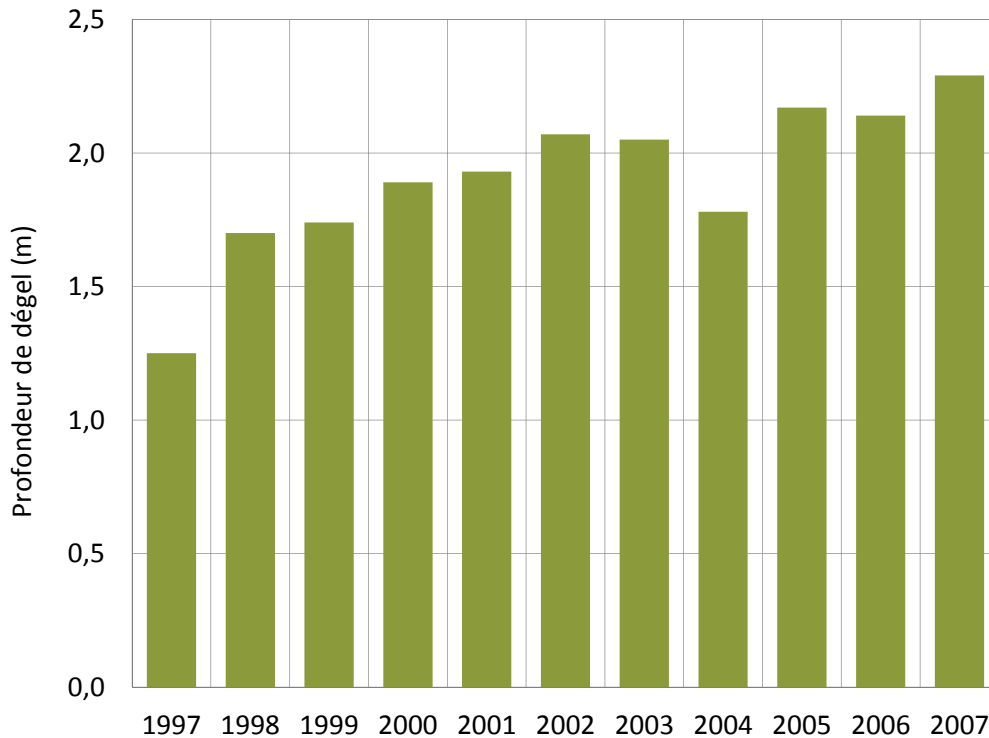


Figure 4. Profondeur maximale du dégel en période estivale pour un site (bh4) à Baker Lake, de 1997 à 2007.

Source : Adapté et mis à jour de Smith et al. (2005b) et de Throop et al. (2008)

Les données de température du pergélisol recueillies depuis 1978 à la station des Forces canadiennes Alert, au Nunavut, peuvent servir à caractériser l'évolution du pergélisol dans l'Extrême Arctique. Malgré une augmentation générale des températures atmosphériques observée depuis les années 1980, ce n'est que depuis le milieu des années 1990 qu'une nette tendance au réchauffement se dessine dans le pergélisol peu profond. De 1994 à 2001, la température du pergélisol a subi une hausse d'environ 0,15 °C par année à 15 m de profondeur (Smith *et al.*, 2005b). Même si un certain refroidissement du pergélisol a été observé entre 2000 et 2002, de récentes données recueillies sur le site indiquent que le réchauffement du pergélisol se poursuit à un taux global d'environ 0,1 °C par année depuis 1994 (Figure 5). D'autres régions arctiques, comme la Scandinavie et l'archipel de Svalbard, affichent aussi une hausse des températures de subsurface (Isaksen *et al.*, 2007a; Isaksen *et al.*, 2007b; Harris et Isaksen, 2008). Bien que ces régions de l'Extrême Arctique soient rarement recouvertes d'une épaisse couche de neige, la variabilité de l'enneigement peut s'avérer déterminante dans les variations de température du pergélisol en réponse aux changements de température atmosphérique (Smith *et al.*, 2003). Les variations de l'enneigement peuvent parfois neutraliser les changements de température atmosphérique qui se produisent au même moment, de telle sorte que la température du pergélisol augmente parfois dans l'Extrême Arctique durant les périodes très froides, mais également très enneigées (Taylor *et al.*, 2006).

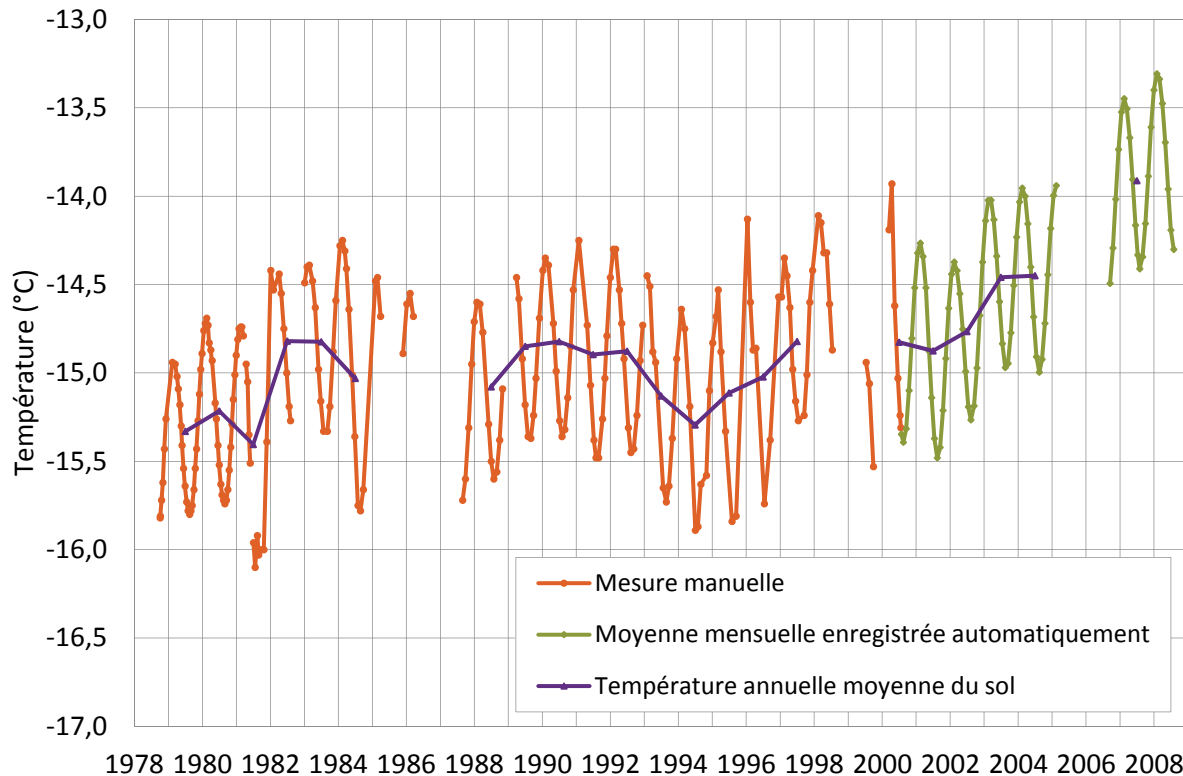


Figure 5. Températures du sol observées et annuelles moyennes à une profondeur de 15 m à Alert, de 1978 à l'été 2008.

Signalons qu'avant juillet 2000, les températures ont été mesurées manuellement à intervalles de plus ou moins un mois.

Après juillet 2000, la température mensuelle moyenne a été déterminée à partir de données enregistrées automatiquement.

Source : Adapté et mis à jour de Smith et al. (2005b)

Dans l'est de l'Arctique, un refroidissement du pergélisol peu profond a été observé jusqu'au début des années 1990, ce qui concorde avec la baisse générale de la température atmosphérique que cette région a connue jusqu'en 1992. En 1993, la température atmosphérique a commencé à remonter, une tendance bientôt suivie par la température du pergélisol. À Iqaluit, on remarque un réchauffement du pergélisol peu profond (5 m) dès 1993, puis tout au long des années 1990 (Figure 6). En effet, à une profondeur de 5 m, la température s'est accrue de 0,4 °C par année de 1993 à 2000. La même tendance est apparue dans le nord du Québec, où on note un refroidissement d'environ 0,1 °C par année du milieu des années 1980 au milieu des années 1990, à une profondeur de 10 m (Allard *et al.*, 1995). Une augmentation des températures de l'air ayant débuté en 1993 dans le nord du Québec a été associée au réchauffement du pergélisol depuis cette même année, à des profondeurs de 20 m (Allard *et al.*, 2002; Ouranos, 2004; Chouinard *et al.*, 2007), et à une augmentation de l'épaisseur de la couche active (Brown *et al.*, 2000).

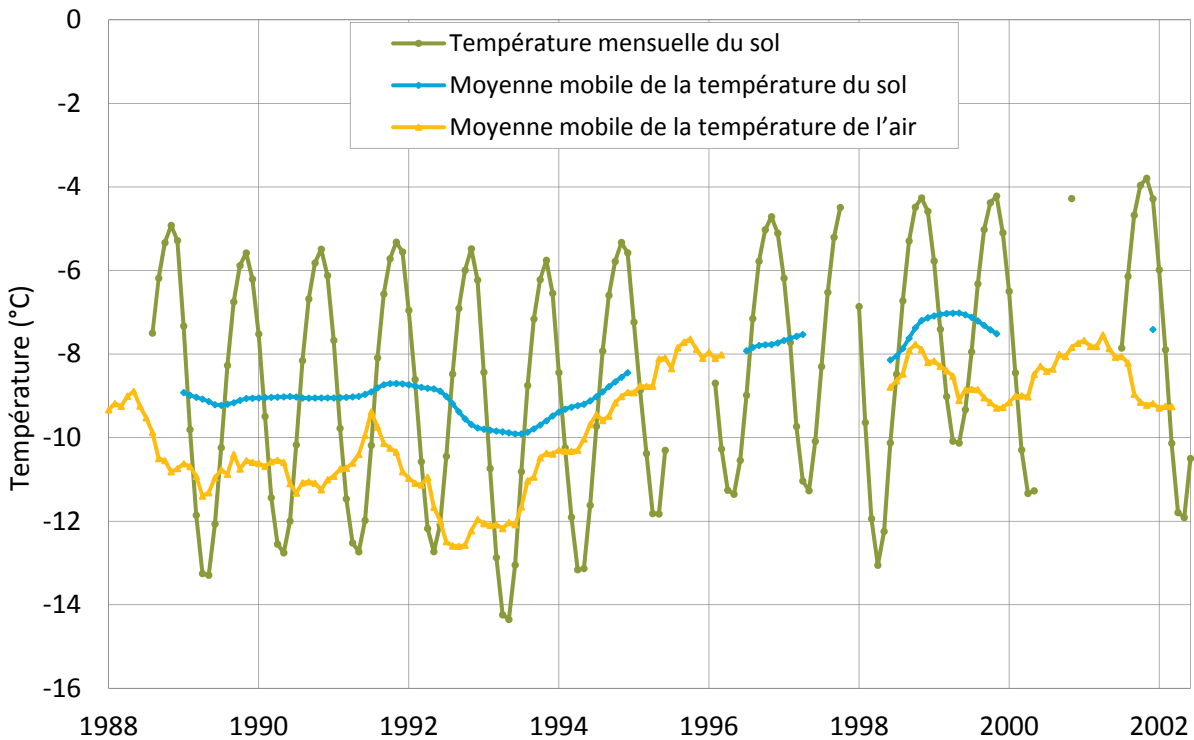


Figure 6. Températures mensuelles du sol à une profondeur de 5 m, de 1988 à 2002, au puits d'Environnement Canada à Iqaluit. Le graphique montre aussi la moyenne mobile sur 12 mois de la température du sol et de l'air. Source : Adapté de Smith et al. (2005b)

Écozone⁺ de la taïga de la Cordillère

Il existe peu de renseignements sur l'évolution des conditions du pergélisol dans cette écozone⁺. L'analyse des photos aériennes séquentielles, prises depuis le début des années 1940, et des relevés sur le terrain effectués par Kershaw (2003) ont facilité l'examen de la dégradation du relief du pergélisol. Dans la région du col Macmillan (Territoires du Nord-Ouest), il a été établi que la réduction de la superficie totale des plateaux de tourbe gelée et des palses dépasse 1 % par année. Cette dégradation du pergélisol s'accompagne de la formation d'étangs thermokarstiques. Le réchauffement du pergélisol se confirme en outre par l'augmentation d'environ 0,1 °C par année de la température mesurée de 1991 à 2000 près du niveau supérieur du pergélisol (Kershaw, 2003).

Références

- ACIA. 2005. Arctic climate impact assessment. Cambridge University Press. New York, NY. 1042 p.
- Allard, M., Fortier, R., Duguay, C. et Barrette, N. 2002. A trend of fast climate warming in northern Quebec since 1993. Impacts on permafrost and man-made infrastructures. *Dans* Submitted for Eos Transactions, American Geophysical Union, Fall Meeting 2002. Abstract #B11E-03. American Geophysical Union. San Francisco. Vol. 83(47).
- 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. Rapport remis à Transports Québec, Ouranos et Ressources naturelles Canada. Université Laval, Centre d'études nordiques. QC. xii + 184 p.
- Allard, M., Wang, B.L. et Pilon, J.A. 1995. Recent cooling along the southern shore of Hudson Strait, Quebec, Canada, documented from permafrost temperature-measurements. *Arctic and Alpine Research* 27:157-166.
- Aylsworth, J.M., Duk-Rodkin, A., Robertson, T. et Travnor, J.A. 2000. Landslides of the Mackenzie Valley and adjacent mountainous and coastal regions. *Dans* The physical environment of the Mackenzie Valley, Northwest Territories: a baseline for the assessment of environmental change. Dyke, L.D. et Brooks, G.R. (éd.). Commission géologique du Canada, Bulletin 547. pp. 167-176.
- Aylsworth, J.M. et Kettles, I.M. 2000. Distribution of peatlands. *Dans* The physical environment of the Mackenzie Valley, Northwest Territories: a base line for the assessment of environmental change. Dyke, L.D. et Brooks, G.R. (éd.). Commission géologique du Canada, Bulletin 547. pp. 49-55.
- Beaulieu, N. et Allard, M. 2003. The impact of climate change on an emerging coastline affected by discontinuous permafrost: Manitousuk Strait, northern Quebec. *Revue canadienne des sciences de la Terre* 40:1393-1404.
- Beilman, D.W. et Robinson, S.D. 2003. Peatland permafrost thaw and landform type along a climate gradient. *Dans* Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost. Zurich, Suisse, 21 au 25 juillet 2003. Phillips, M., Springman, S.M. et Arenson, L.U. (éd.). Swets & Zeitlinger. Lisse, Pays-Bas. Vol. 1, pp. 61-65.
- Beilman, D.W., Vitt, D.H. et Halsey, L.A. 2001. Localized permafrost peatlands in western Canada: definition, distributions, and degradation. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 33:70-77.
- Brown, J., Hinkel, K.M. et Nelson, F.E. 2000. The Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) program: research designs and initial results. *Polar Geography* 24:166-258.

- Brown, R.D., Demuth, M.N., Goodison, B.E., Marsh, P., Prowse, T.D., Smith, S.L. et Woo, M. 2004. Variabilité et changements climatiques -- cryosphère. *Dans* Menaces pour la disponibilité de l'eau au Canada. Environnement Canada, Institut national de recherche sur les eaux. Rapport n° 3, Série de rapports d'évaluation scientifique de l'INRE et Série de documents d'évaluation de la science de la DGSAC n° 1. Burlington, ON. Chapitre 14. pp. 125-136.
- Brown, R.J.E. 1967. Permafrost investigations in British Columbia and Yukon Territory. Division of Building Research Technical Paper n° 253. Conseil national de recherches Canada.
- Burgess, M.M. et Smith, S.L. 2000. Shallow ground temperatures. *Dans* The physical environment of the Mackenzie Valley, Northwest Territories: a baseline for the assessment of environmental change. Dyke, L.D. et Brooks, G.R. (éd.). Commission géologique du Canada, Bulletin 547. pp. 89-103.
- Burgess, M.M. et Smith, S.L. 2003. 17 years of thaw penetration and surface settlement observations in permafrost terrain along the Norman Wells pipeline, Northwest Territories, Canada. *Dans* Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost. Zurich, Suisse, 21 au 25 juillet 2003. Phillips, M., Springman, S.M. et Arenson, L.U. (éd.). Swets & Zeitlinger. Lisse, Pays-Bas. pp. 107-112.
- Burgess, M.M. et Tarnocai, C. 1997. Peatlands in the discontinuous permafrost zone along the Norman Wells pipeline, Canada. *Dans* Proceedings of the International Symposium on Physics, Chemistry, and Ecology of Seasonally Frozen Soils, Special Report 97-10. Fairbanks, AK, 10 au 12 juin 1997. Iskandar, I.K., Wright, E.A., Radke, J.K., Sharratt, B.S., Groenevelt, P.H. et Hinzman, L.D. (éd.). U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory. Hanover, NH. pp. 417-424.
- Burn, C.R. 1998. The response (1958-1997) of permafrost and near-surface ground temperatures to forest fire, Takhini River Valley, southern Yukon Territory. *Revue canadienne des sciences de la Terre* 35:184-199.
- Burn, C.R. et Kokelj, S.V. 2009. The environment and permafrost of the Mackenzie Delta area. *Permafrost and Periglacial Processes* 20:83-105.
- Burn, C.R., Mackay, J.R. et Kokelj, S.V. 2009. The thermal regime of permafrost and its susceptibility to degradation in upland terrain near Inuvik, N.W.T. *Permafrost and Periglacial Processes* 20:221-227.
- Burn, C.R., Michel, F.A. et Smith, M.W. 1986. Stratigraphic, isotopic, and mineralogical evidence for an early holocene thaw unconformity at Mayo, Yukon Territory. *Revue canadienne des sciences de la Terre* 23:794-803.
- Burn, C.R. et Zhang, Y. 2009. Permafrost and climate change at Herschel Island (Qikiqtaruq), Yukon Territory, Canada. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface* 114.
- Camill, P. 2005. Permafrost thaw accelerates in boreal peatlands during late-20th century climate warming. *Climatic Change* 68:135-152.

- Chouinard, C., Fortier, R. et Mareschal, J.C. 2007. Recent climate variations in the subarctic inferred from three borehole temperature profiles in northern Quebec, Canada. *Earth and Planetary Science Letters* 263:355-369.
- Christensen, T.R., Johansson, T.R., Akerman, H.J., Mastepanov, M., Malmer, N., Friborg, T., Crill, P. et Svensson, B.H. 2004. Thawing sub-Arctic permafrost: effects on vegetation and methane emissions. *Geophysical Research Letters* 31.
- Conseil du bassin du fleuve Mackenzie. 2004. Mackenzie River Basin state of the aquatic ecosystem report 2003. Secrétariat du Conseil du bassin du fleuve Mackenzie. Fort Smith, NT. 213 p.
- Couture, R., Smith, S., Robinson, S.D., Burgess, M.M. et Solomon, S. 2003. On the hazards to infrastructure in the Canadian north associated with thawing of permafrost. *Proceedings of Geohazards 2003, 3rd Canadian Conference on Geotechnique and Natural Hazards*. Edmonton, AB, 8 au 10 juin 2003. La Société canadienne de géotechnique. pp. 97-104.
- Dyke, L.D. 2001. Contaminant migration through the permafrost active layer, Mackenzie Delta area. *Polar Record* 37:215-228.
- Fortier, R. et Aubé-Maurice, B. 2008. Fast permafrost degradation near Umiujaq in Nunavik (Canada) since 1957 assessed from time-lapse aerial and satellite photographs. *Dans Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost*. Fairbanks, AK, 29 juin au 3 juillet 2008. Kane, D.L. et Hinkel, K.M. (éd.). Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks. Vol. 1, pp. 457-462.
- Frey, K.E. et McClelland, J.W. 2009. Impacts of permafrost degradation on arctic river biogeochemistry. *Hydrological Processes* 23:169-182.
- Furgal, R., Prowse, T.D., Bonsal, B., Chouinard, R., Dickson, C., Edwards, T., Jackson, F., Melling, H., Milburn, D., Nickels, S., Nuttall, M., Ogden, A., Peters, D., Reist, J.D., Smith, S., Westlake, M. et Wrona, F. 2008. Nord du Canada. *Dans Vivre avec les changements climatiques au Canada : édition 2007*. Lemmen, D.S., Warren, F.J., Lacroix, J. et Bush, E. (éd.). Gouvernement of Canada. Ottawa, ON. Chapitre 3. pp. 57-118.
- Goodrich, L.E. 1982. The influence of snow cover on the ground thermal regime. *Revue canadienne de géotechnique* 19:421-432.
- Haerberli, W. et Burn, C.R. 2002. Natural hazards in forests: glacier and permafrost effects as related to climate change. *Dans Environmental change and geomorphic hazards in forests*. Sidle, R.C. (éd.). CABI Publishing. Wallingford, NY. pp. 167-202.
- Halsey, L.A., Vitt, D.H. et Zoltai, S.C. 1995. Disequilibrium response of permafrost in boreal continental western Canada to climate change. *Climatic Change* 30:57-73.
- Harris, C. et Isaksen, K. 2008. Recent warming of European permafrost: evidence from borehole monitoring. *Dans Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost*. Fairbanks, AK, 29 juin au 3 juillet 2008. Kane, D.L. et Hinkel, K.M. (éd.). Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks. Vol. 1, pp. 655-661.

- Hayley, D.W. et Horne, B. 2008. Rationalizing climate change for design of structures on permafrost: a Canadian perspective. *Dans* Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost. Fairbanks, AK, 29 juin au 3 juillet 2008. Kane, D.L. et Hinkel, K.M. (éd.). Institute for Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks. Vol. 1, pp. 681-686.
- Heginbottom, J.A., Dubreuil, M.A. et Harker, P.A.C. 1995. Pergélisol, 1995. *Dans* L'Atlas national du Canada. Édition 5. Service de l'information de l'Atlas national, Géomatique Canada et Commission géologique du Canada. Ottawa, ON. Carte.
- Hinzman, L.D., Bettez, N.D., 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., Oechel, W.C., Osterkamp, T.E., Racine, C.H., Romanovsky, V.E., Stone, R.S., Stow, D.A., Sturm, M., Tweedie, C.E., Vourlitis, G.L., Walker, M.D., Walker, D.A., Webber, P.J., Welker, J.M., Winker, K. et Yoshikawa, K. 2005. Evidence and implications of recent climate change in northern Alaska and other Arctic regions. *Climatic Change* 72:251-298.
- Hinzman, L.D. et Kane, D.L. 1992. Potential response of an arctic watershed during a period of global warming. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 97:2811-2820.
- Hinzman, L.D., Toniolo, H.A., Yoshikawa, K. et Jones, J.B. 2004. Thermokarst development in a changing climate. *Dans* Arctic Climate Impact Assessment, AMAP Report 2004:4, Extended abstracts. The ACIA International Scientific Symposium on Climate Change in the Arctic. Reykjavik, Islande, 9 au 12 novembre 2004. Programme de surveillance et d'évaluation de l'Arctique. Oslo, Norvège. 3 p.
- Isaksen, K., Benestad, R.E., Harris, C. et Sollid, J.L. 2007a. Recent extreme near-surface permafrost temperatures on Svalbard in relation to future climate scenarios. *Geophysical Research Letters* 34.
- Isaksen, K., Sollid, J.L., Holmlund, P. et Harris, C. 2007b. Recent warming of mountain permafrost in Svalbard and Scandinavia. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface* 112.
- James, M., Lewkowitz, A.G., Smith, S.L. et Lipovsky, P. 2008. Historic change in permafrost distribution in northern British Columbia and southern Yukon. *Dans* Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, Extended Abstracts. Fairbanks, AK, 29 juin au 3 juillet 2008. Kane, D.L. et Hinkel, K.M. (éd.). Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks. Vol. 1, pp. 115-116.
- Janowicz, J.R. 2008. Recent changes in hydrologic response observed in permafrost regions of northwest Canada. *Dans* Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost. Fairbanks, AK, 29 juin au 3 juillet 2008. Kane, D.L. et Hinkel, K.M. (éd.). Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks. Vol. 1, pp. 827-831.
- Jorgenson, M.T. et Osterkamp, T.E. 2005. Response of boreal ecosystems to varying modes of permafrost degradation. *Canadian Journal of Forest Research/Revue canadienne de recherche forestière* 35:2100-2111.

- Jorgenson, M.T., 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.
- Jorgenson, M.T., Shur, Y. et Osterkamp, T.E. 2008. Thermokarst in Alaska. *Dans* Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost. Fairbanks, AK, 29 juin au 3 juillet 2008. Kane, D.L. et Hinkel, K.M. (éd.). Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks. Vol. 1, pp. 869-876.
- Kane, D.L., Soden, D.J., Hinzman, L.D. et Gieck, R.E. 1998. Rainfall runoff of a nested watershed in the Alaskan Arctic. *Dans* Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost. Yellowknife, NT, 23 au 27 juin 1998. Centre d'études nordiques, Université Laval, Collection Nordicana n° 55. pp. 539-543.
- Kanigan, J.C.N., Burn, C.R. et Kokelj, S.V. 2008. Permafrost response to climate warming south of treeline, Mackenzie Delta, Northwest Territories, Canada. *Dans* Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost. Fairbanks, AK, 29 juin au 3 juillet 2008. Kane, D.L. et Hinkel, K.M. (éd.). Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks. Vol. 1, pp. 901-906.
- Kershaw, G.P. 2003. Permafrost landform degradation over more than half a century, Macmillan/Caribou Pass region, NWT/Yukon, Canada. *Dans* Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost. Zurich, Suisse, 21 au 25 juillet 2003. Phillips, M., Springman, S.M. et Arenson, L.U. (éd.). Swets & Zeitlinger. Lisse, Pays-Bas. pp. 543-548.
- Kokelj, S.V. et Burn, C.R. 2005. Geochemistry of the active layer and near-surface permafrost, Mackenzie Delta region, Northwest Territories, Canada. *Revue canadienne des sciences de la Terre* 42:37-48.
- Kokelj, S.V., Burn, C.R. et Tarnocai, C. 2007a. The structure and dynamics of earth hummocks in the subarctic forest near Inuvik, Northwest Territories, Canada. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 39:99-109.
- Kokelj, S.V., Lantz, T.C., Kanigan, J., Smith, S.L. et Coutts, R. 2009a. Origin and polycyclic behaviour of tundra thaw slumps, Mackenzie Delta region, Northwest Territories, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes* 20:173-184.
- Kokelj, S.V., Pisaric, M.F.J. et Burn, C.R. 2007b. Cessation of ice-wedge development during the 20th century in spruce forests of eastern Mackenzie Delta, Northwest Territories, Canada. *Revue canadienne des sciences de la Terre* 44:1503-1515.
- Kokelj, S.V., Zajdlik, B. et Thompson, M.S. 2009b. The impacts of thawing permafrost on the chemistry of lakes across the subarctic boreal-tundra transition, Mackenzie Delta region, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes* 20:185-199.
- Labrecque, S., Duguay, C.R. et Hawkings, J. 2001. Étude de la dynamique spatio-temporelle récente des lacs thermokarstiques de la plaine Old Crow Flats, Yukon, par télédétection.

- Dans* Proceedings of the 23rd Canadian Symposium on Remote Sensing/10e Congrès de l'Association québécoise de télédétection. Québec, QC, 21 au 24 août 2001. pp. 585-590.
- Lamoureux, S.F. et Lafreniere, M.J. 2009. Fluvial impact of extensive active layer detachments, Cape Bounty, Melville Island, Canada. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 41:59-68.
- Lantz, T.C., Kokelj, S.V., Gergel, S.V. et Henry, G.H.R. 2009. Relative impacts of disturbance and temperature: persistent changes in microenvironment and vegetation in retrogressive thaw slumps. *Global Change Biology* 15:1664-1675.
- Lewkowicz, A.G. et Harris, C. 2005. Morphology and geotechnique of active-layer detachment failures in discontinuous and continuous permafrost, northern Canada. *Geomorphology* 69:275-297.
- Lilly, E.K., Kane, D.L., Hinzman, L.D. et Gieck, R.E. 1998. Annual water balance for three nested watersheds on the north slope of Alaska. *Dans* Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost. Yellowknife, NT, 23 au 27 juin 1998. Centre d'études nordiques, Université Laval, Collection Nordicana n° 55. pp. 669-674.
- Lloyd, A.H., Yoshikawa, K., Fastie, C.L., Hinzman, L. et Fraver, M. 2003. Effects of permafrost degradation on woody vegetation at arctic treeline on the Seward Peninsula, Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes* 14:93-101.
- Mackay, J.R. 1972. World of underground ice. *Annals of the Association of American Geographers* 62:1-22.
- Mackay, J.R. 1995. Active layer changes (1968 to 1993) following the forest-tundra fire near Inuvik, N.W.T., Canada. *Arctic and Alpine Research* 27:323-336.
- Marsh, P. 2008. Modeling discharge during the rapid drainage of thaw lakes in the western Canadian Arctic. *Dans* Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost. Fairbanks, AK, 29 juin au 3 juillet 2008. Kane, D.L. et Hinkel, K.M. (éd.). Institute for Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks. Vol. 2, pp. 1143-1147.
- Marsh, P. et Neumann, N.N. 2001. Processes controlling the rapid drainage of two ice-rich permafrost-dammed lakes in NW Canada. *Hydrological Processes* 15:3433-3446.
- Marsh, P., Russell, M., Pohl, S., Haywood, H. et Onclin, C. 2009. Changes in thaw lake drainage in the western Canadian Arctic from 1950 to 2000. *Hydrological Processes* 23:145-158.
- Michel, F.A. et Vaneverdingen, R.O. 1994. Changes in hydrogeologic regimes in permafrost regions due to climatic change. *Permafrost and Periglacial Processes* 5:191-195.
- Ouranos. 2004. S'adapter aux changements climatiques. Montréal, QC. 83 p.
- Payette, S., Delwaide, A., Caccianiga, M. et Beauchemin, M. 2004. Accelerated thawing of subarctic peatland permafrost over the last 50 years. *Geophysical Research Letters* 31:L18208.

- Racine, C.H., Jorgenson, M.T. et Walters, J.C. 1998. Thermokarst vegetation in lowland birch forests on the Tanana Flats, interior Alaska, U.S.A. *Dans* Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost. Yellowknife, NT, 23 au 27 juin 1998. Lewkowicz, A.G. et Allard, M. (éd.). Centre d'études nordiques, Université Laval, Collection Nordicana n° 55. pp. 927-933.
- Robinson, S.D. et Moore, T.R. 2000. The influence of permafrost and fire upon carbon accumulation in high boreal peatlands, Northwest Territories, Canada. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 32:155-166.
- Romanovsky, V.E., Gruber, S., Instanes, A., Jin, H., Marchenko, S.S., Smith, S.L., Trombotto, D. et Walter, K.M. 2007. Frozen ground. *Dans* Global outlook for ice and snow. Eamer, J. (éd.). Programme des Nations Unies pour l'environnement. Chapitre 7. pp. 181-200.
- Smith, L.C., Sheng, Y., MacDonald, G.M. et Hinzman, L.D. 2005a. Disappearing arctic lakes. *Science* 308:1429-1429.
- Smith, M.W. 1975. Microclimatic influences on ground temperatures and permafrost distribution, Mackenzie Delta, Northwest Territories. *Revue canadienne des sciences de la Terre* 12:1421-1438.
- Smith, M.W. et Burgess, M.M. 2004. Sensitivity of permafrost to climate warming in Canada. *Commission géologique du Canada, Bulletin* 579. 24 p.
- Smith, S.L., Burgess, M.M. et Heginbottom, J.A. 2001a. Permafrost in Canada, a challenge to northern development. *Dans* A synthesis of geological hazards in Canada. Brooks, G.R. (éd.). *Commission géologique du Canada, Bulletin* 548. pp. 241-264.
- Smith, S.L., Burgess, M.M. et Nixon, F.M. 2001b. Response of active-layer and permafrost temperatures to warming during 1998 in the Mackenzie Delta, Northwest Territories and at Canadian Forces Station Alert and Baker Lake, Nunavut. *Current Research 2001-E5*. *Commission géologique du Canada*. 12 p.
- Smith, S.L., Burgess, M.M. et Riseborough, D. 2008. Ground temperature and thaw settlement in frozen peatlands along the Norman Wells pipeline corridor, NWT Canada: 22 years of monitoring. *Dans* Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost. Fairbanks, AK, 29 juin au 3 juillet 2008. Kane, D.L. et Hinkel, K.M. (éd.). *Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks*. Vol. 2, pp. 1665-1670.
- Smith, S.L., Burgess, M.M., Riseborough, D. et Nixon, F.M. 2005b. Recent trends from Canadian permafrost thermal monitoring network sites. *Permafrost and Periglacial Processes* 16:19-30.
- Smith, S.L., Burgess, M.M. et Taylor, A.E. 2003. High Arctic permafrost observatory at Alert, Nunavut -- analysis of a 23 year data set. *Dans* Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost. Zurich, Suisse, 21 au 25 juillet 2003. Phillips, M., Springman, S.M. et Arenson, L.U. (éd.). *Swets & Zeitlinger*. Lisse, Pays-Bas. pp. 1073-1078.

- Taylor, A.E., Wang, K.L., Smith, S.L., Burgess, M.M. et Judge, A.S. 2006. Canadian Arctic permafrost observatories: detecting contemporary climate change through inversion of subsurface temperature time series. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 111.
- Throop, J.L., Smith, S.L. et Lewkowicz, A.G. 2008. Effect of a snow fence on the shallow ground thermal regime, Baker Lake, Nunavut, Canada. *Dans* Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, Extended Abstracts. Fairbanks, AK, 29 juin au 3 juillet 2008. Kane, D.L. et Hinkel, K.M. (éd.). Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks. Vol. 1, pp. 313-314.
- Vallee, S. et Payette, S. 2007. Collapse of permafrost mounds along a subarctic river over the last 100 years (northern Quebec). *Geomorphology* 90:162-170.
- Vardy, S.R., Warner, B.G. et Aravena, R. 1998. Holocene climate and the development of a subarctic peatland near Inuvik, Northwest Territories, Canada. *Climatic Change* 40:285-313.
- Vitt, D.H., Halsey, L.A. et Zoltai, S.C. 1994. The bog landforms of continental western Canada in relation to climate and permafrost patterns. *Arctic and Alpine Research* 26:1-13.
- Vitt, D.H., Halsey, L.A. et Zoltai, S.C. 2000. The changing landscape of Canada's western boreal forest: the current dynamics of permafrost. *Canadian Journal of Forest Research/Revue canadienne de recherche forestière* 30:283-287.
- Walker, D.A., Epstein, H.E., Gould, W.A., Kelley, A.M., Kade, A.N., Knudson, J.A., Krantz, W.B., Michaelson, G., Peterson, R.A., Ping, C.L., Reynolds, M.K., Romanovsky, V.E. et Shur, Y. 2004. Frost-boil ecosystems: complex interactions between landforms, soils, vegetation and climate. *Permafrost and Periglacial Processes* 15:171-188.
- Woo, M., Mollinga, M. et Smith, S.L. 2007. Climate warming and active layer thaw in the boreal and tundra environments of the Mackenzie Valley. *Revue canadienne des sciences de la Terre* 44:733-743.
- Woo, M.K. 1976. Hydrology of a small Canadian High Arctic basin during the snowmelt period. *CATENA* 3:155-168.
- Woo, M.K., Lewkowicz, A.G. et Rouse, W.R. 1992. Response of the Canadian permafrost environment to climatic change. *Physical Geography* 13:287-317.
- Woo, M.K. et Young, K.L. 1998. Characteristics of patchy wetlands in a polar desert environment, Arctic Canada. *Dans* Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost. Yellowknife, NT, 23 au 27 juin 1998. Lewkowicz, A.G. et Allard, M. (éd.). Centre d'études nordiques, Université Laval, Collection Nordicana n° 55. pp. 1141-1146.
- Woo, M.K. et Young, K.L. 2006. High Arctic wetlands: their occurrence, hydrological characteristics and sustainability. *Journal of Hydrology* 320:432-450.
- Woo, M.K., Young, K.L. et Brown, L. 2006. High Arctic patchy wetlands: hydrologic variability and their sustainability. *Physical Geography* 27:297-307.

Yoshikawa, K. et Hinzman, L.D. 2003. Shrinking thermokarst ponds and groundwater dynamics in discontinuous permafrost near Council, Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes* 14:151-160.

Zoltai, S.C. 1993. Cyclic development of permafrost in the peatlands of northwestern Alberta, Canada. *Arctic and Alpine Research* 25:240-246.

Zoltai, S.C. 1995. Permafrost distribution in peatlands of west-central Canada during the holocene warm period 6000 years BP. *Géographie physique et Quaternaire* 49:45-54.