



CHAPITRE 5

Évolution de la neige, de la glace et du pergélisol à l'échelle du Canada

RAPPORT SUR LE CLIMAT CHANGEANT DU CANADA



Gouvernement
du Canada

Government
of Canada

Canada



Auteurs

Chris Derksen, Environnement et Changement climatique Canada

David Burgess, Ressources naturelles Canada

Claude Duguay, Université de Waterloo

Stephen Howell, Environnement et Changement climatique Canada

Lawrence Mudryk, Environnement et Changement climatique Canada

Sharon Smith, Ressources naturelles Canada

Chad Thackeray, University of California, Los Angeles

Megan Kirchmeier-Young, Environnement et Changement climatique Canada

Citation recommandée : Derksen, C., D. Burgess, C. Duguay, S. Howell, L. Mudryk, S. Smith, C. Thackeray et M. Kirchmeier-Young. « Évolution de la neige, de la glace et du pergélisol à l'échelle du Canada », chapitre 5 du Rapport sur le climat changeant du Canada, E. Bush et D.S. Lemmen (éd.), gouvernement du Canada, Ottawa, Ontario, 2019, p. 195–260.

Table des matières du chapitre

DÉFINITIONS

MESSAGES CLÉS DU CHAPITRE (PAR SECTION)

RÉSUMÉ

5.1 : Introduction

5.2 : Manteau neigeux

5.2.1 : Changements observés du manteau neigeux

5.2.2 : Changements projetés du manteau neigeux

5.3 : Glace marine

5.3.1 : Changements observés de la glace marine

Encadré 5.1 : L'influence des changements climatiques d'origine humaine sur l'étendue de la glace marine extrêmement faible dans les régions subarctiques en 2012

5.3.2 : Changements projetés de la glace marine

FAQ 5.1 : Où se trouvera la dernière zone de glace marine dans l'Arctique?

5.4 : Glaciers et calottes glaciaires

5.4.1 : Changements observés des glaciers et des calottes glaciaires

5.4.2 : Changements projetés des glaciers et des calottes glaciaires

5.5 : Glace des lacs et des rivières

5.5.1 : Changements observés de la glace des lacs et des rivières

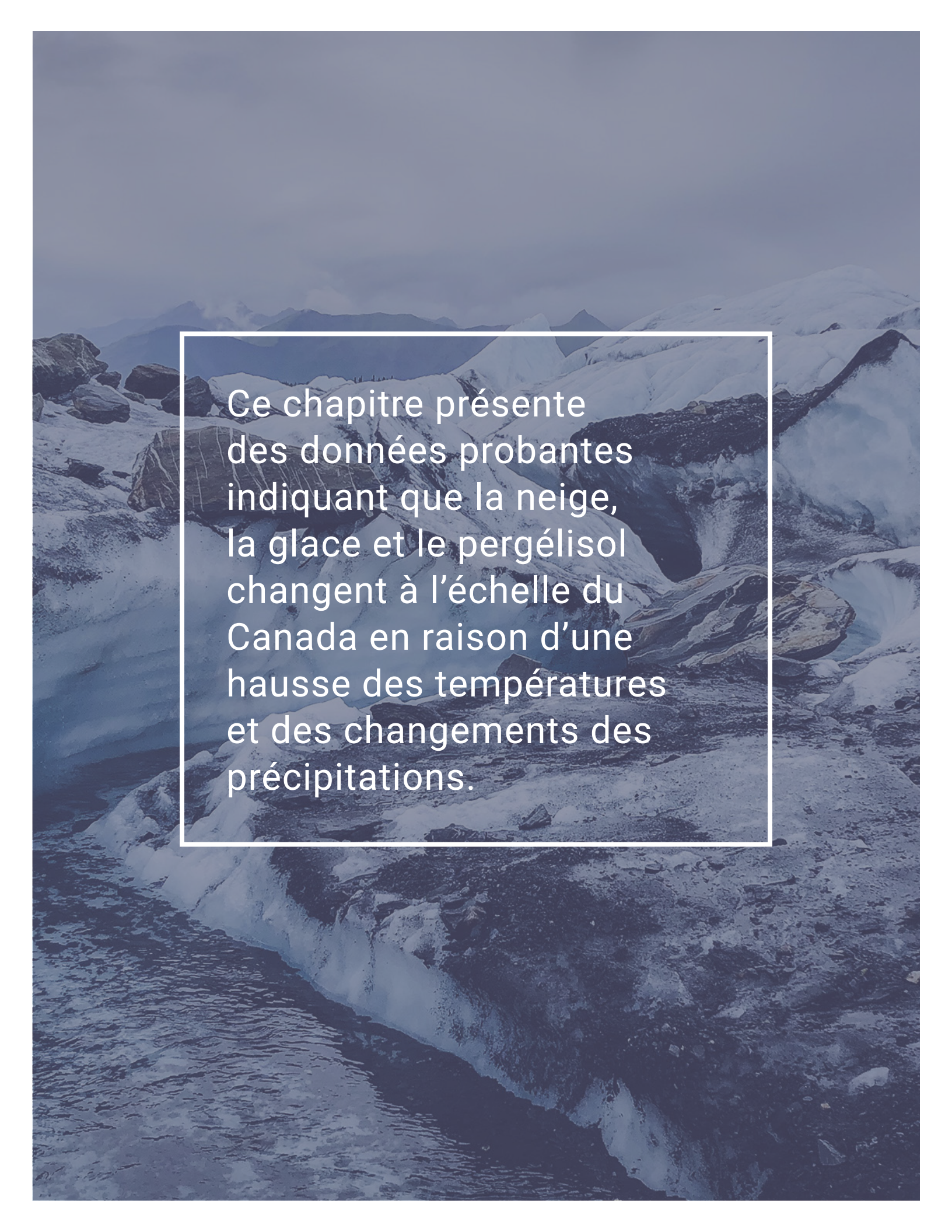
5.5.2 : Changements projetés de la glace des lacs et des rivières

5.6 : Pergélisol

5.6.1 : Changements observés du pergélisol

5.6.2 : Changements projetés du pergélisol

5.7 : Analyse

A photograph of a snowy mountain landscape. The scene shows a snow-covered mountain slope with several large, dark rocks scattered across it. In the foreground, there is a body of water, possibly a stream or a small lake, reflecting the light. The background features more snow-capped mountain peaks under a clear sky. A white rectangular text box is overlaid on the center of the image, containing French text.

Ce chapitre présente des données probantes indiquant que la neige, la glace et le pergélisol changent à l'échelle du Canada en raison d'une hausse des températures et des changements des précipitations.

Messages clés du chapitre

5.2: Manteau neigeux

La partie de l'année où le manteau neigeux est présent a diminué dans presque tout le Canada (*degré de confiance très élevé*²³), tout comme l'accumulation de neige saisonnière (*degré de confiance moyen*). Depuis 1981, la fraction du manteau neigeux a diminué de 5 % à 10 % par décennie en raison de l'apparition plus tardive de la neige et de l'arrivée précoce de la fonte printanière. Depuis 1981, l'accumulation de neige saisonnière a diminué de 5 % à 10 % par décennie, à l'exception du sud de la Saskatchewan et de certaines régions de l'Alberta et de la Colombie Britannique (augmentations de 2 % à 5 % par décennie).

Il est *très probable* que la durée du manteau neigeux diminue jusqu'au milieu du siècle au Canada en raison des hausses de la température de l'air à la surface dans tous les scénarios d'émissions. Les différences du manteau neigeux printanier projeté en fonction de scénarios font leur apparition à la fin du siècle, avec une perte de neige stabilisée dans un scénario d'émissions moyennes, mais une perte de neige continue dans un scénario d'émissions élevées (*degré de confiance élevé*). Une réduction de 5 % à 10 % par décennie de l'accumulation de neige saisonnière est projetée jusqu'au milieu du siècle pour une grande partie du sud du Canada; seuls de légers changements de l'accumulation de neige sont projetés pour les régions nordiques du Canada (*degré de confiance moyen*).

5.3: Glace marine

Dans l'Arctique canadien, la glace marine pluriannuelle est remplacée par une glace marine saisonnière plus mince (*degré de confiance très élevé*). La zone de glace marine en été (surtout celle de la glace pluriannuelle) a diminué dans tout l'Arctique canadien à un taux de 5 % à 20 % par décennie depuis 1968 (selon la région); la zone de glace marine en hiver dans l'Est du Canada a diminué de 8 % par décennie.

Il est *très probable* que les hausses de températures prévues dans tous les scénarios d'émissions entraînent une réduction continue de la zone de glace marine dans tout l'Arctique canadien en été et sur la côte est en hiver. La plupart des régions marines de l'Arctique canadien seront exemptes de glace marine durant une partie de l'été d'ici 2050 (*degré de confiance moyen*), même si la région située au nord de l'archipel arctique canadien et du Groenland sera la dernière région de l'Arctique où la glace pluriannuelle sera présente en été (*degré de confiance très élevé*). La glace pluriannuelle dérivera donc dans le passage du Nord Ouest (et présentera un danger de navigation pour le transport des marchandises), même lorsque l'océan Arctique sera exempt de glace marine durant l'été.

23 Le présent rapport utilise le même langage calibré pour l'incertitude que le cinquième rapport d'évaluation du GIEC. Les cinq termes suivants sont utilisés pour exprimer le degré de confiance évalué dans les constatations selon la disponibilité, la qualité et la cohérence des preuves : très faible, faible, moyen, élevé, très élevé. Les termes suivants sont utilisés pour indiquer la probabilité évaluée d'un résultat : quasiment certain (probabilité de l'ordre de 99 % à 100 %), extrêmement probable (probabilité de l'ordre de 95 % à 100 %), très probable (probabilité de l'ordre de 90 % à 100 %), probable (probabilité de l'ordre de 66 % à 100 %), à peu près aussi probable qu'improbable (probabilité de l'ordre de 33 % à 66 %), improbable (probabilité de l'ordre de 0 % à 33 %), très improbable (probabilité de l'ordre de 0 % à 10 %), extrêmement improbable (probabilité de l'ordre de 0 % à 5 %), exceptionnellement improbable (probabilité de l'ordre de 0 % à 1 %). Ces termes sont insérés en caractères italiques dans le texte. Voir le chapitre 1 pour plus de précisions.

5.4: Glaciers et calottes glaciaires

Les glaciers arctiques et alpins du Canada se sont amincis au cours des cinq dernières décennies en raison de la hausse des températures de surface; les taux de perte de masse sont sans précédent sur une période de plusieurs millénaires (*degré de confiance très élevé*). La perte de masse des glaciers et des calottes glaciaires dans l'Arctique canadien représente le troisième facteur cryosphérique en importance quant à l'incidence sur la hausse mondiale du niveau de la mer (après les Inlandsis du Groenland et de l'Antarctique) (*degré de confiance très élevé*).

Selon un scénario d'émissions moyennes, on projette que les glaciers de toute la Cordillère de l'Ouest perdront de 74 % à 96 % de leur volume d'ici la fin du siècle (*degré de confiance élevé*). Par conséquent, un déclin de l'écoulement d'eau de fonte glaciaire dans les rivières et les ruisseaux (avec des répercussions sur la disponibilité de l'eau douce) se présentera d'ici le milieu du siècle (*degré de confiance moyen*). La plupart des petites calottes glaciaires et platesformes de glace de l'Arctique canadien disparaîtront d'ici 2100 (*degré de confiance très élevé*).

5.5: Glace des lacs et des rivières

La durée de la couverture de glace saisonnière des lacs a diminué dans l'ensemble du Canada au cours des cinq dernières décennies en raison de la formation de glace tardive à l'automne et de la débâcle printanière précoce (*degré de confiance élevé*). La couverture de glace saisonnière maximale des Grands Lacs varie fortement depuis 1971 (*degré de confiance très élevé*), sans présenter de tendance importante.

La débâcle printanière des lacs aura lieu de 10 à 25 jours plus tôt d'ici le milieu du siècle, et l'englacement à l'automne aura lieu de 5 à 15 jours plus tard, selon le scénario d'émissions et les caractéristiques propres au lac, comme la profondeur (*degré de confiance moyen*).

5.6: Pergélisol

La température du pergélisol a augmenté au cours des trois et quatre dernières décennies (*degré de confiance très élevé*). Les observations régionales révèlent un taux de réchauffement d'environ 0,1 °C par décennie dans la partie centrale de la vallée du Mackenzie et de 0,3 °C à 0,5 °C par décennie dans l'Extrême-Arctique. L'épaisseur de la couche active a augmenté d'environ 10 % depuis 2000 dans la vallée du Mackenzie. Une formation généralisée de formes de relief thermokarstiques a été observée dans tout le Nord du Canada.

Des hausses de la température moyenne de l'air dans les régions pergélisolées sont projetées selon tous les scénarios d'émissions, entraînant un réchauffement et un dégel continu du pergélisol sur de grandes superficies d'ici le milieu du siècle (*degré de confiance élevé*), avec des répercussions sur les infrastructures nordiques et sur le cycle de carbone.

Résumé

Au cours des trois dernières décennies, la proportion des régions terrestres et marines du Canada qui sont couvertes de neige et de glace a diminué, et les températures du pergélisol ont augmenté (voir la figure 5.1). Ces changements de la cryosphère canadienne sont compatibles avec ceux observés dans d'autres régions nordiques (l'Alaska, l'Europe du Nord et la Russie).

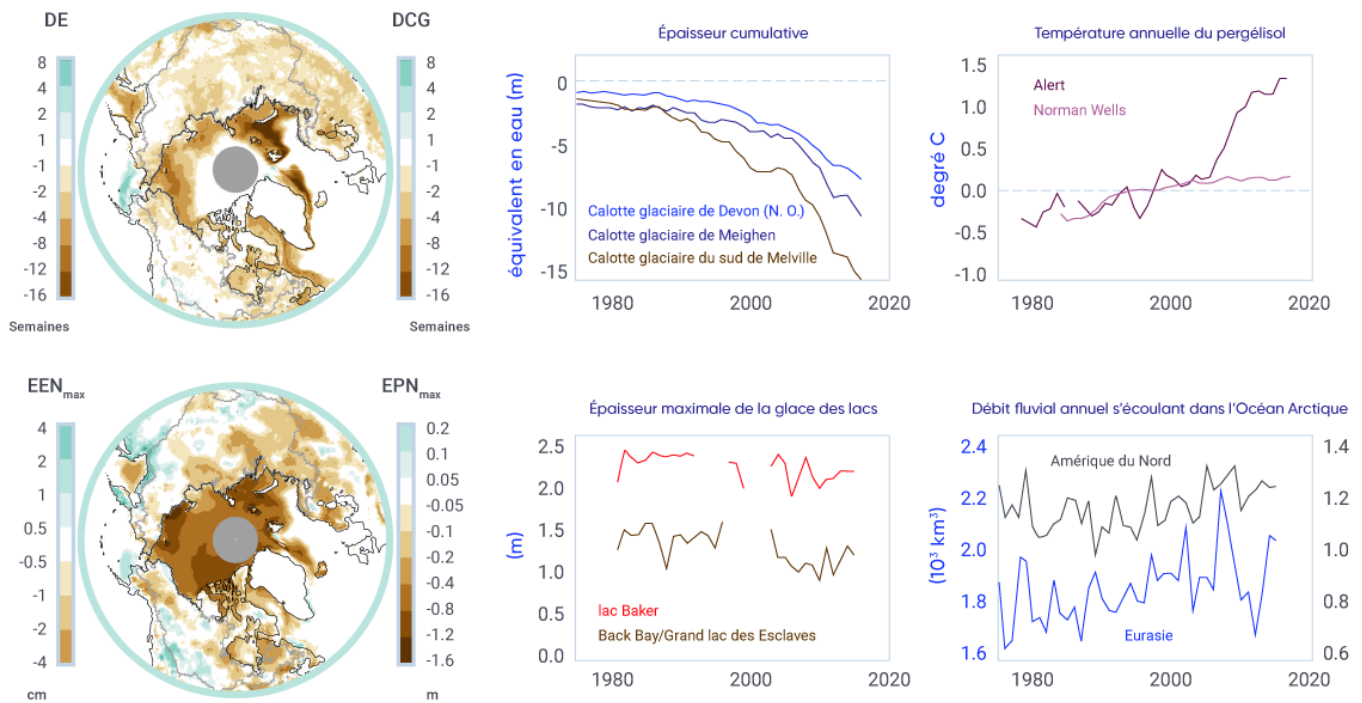


Figure 5.1: Indicateurs de changements de la cryosphère en conséquence du réchauffement

Gauche : Différence de la durée d'enneigement (DE) et de la durée de la couverture de glace marine (DCG; supérieure); et de l'équivalent en eau de neige saisonnier maximal (EEN_{max}) et de l'épaisseur de la glace marine saisonnière maximale (EGM_{max} ; inférieure) entre les périodes de 2006 à 2015 et de 1981 à 1990. Droite : Série temporelle de changement de volume spécifique cumulatif (le total cumulé du bilan de masse en surface de la calotte glaciaire divisé par la superficie de la calotte glaciaire) pour trois calottes glaciaires de l'Arctique canadien; température au sol moyenne annuelle dans la partie subarctique de la vallée du Mackenzie (Norman Wells) et dans l'Extrême-Arctique (Alert) par rapport à la moyenne de 1988 à 2007; épaisseur annuelle maximale de la glace des lacs (Grand lac des Esclaves, Territoires du Nord-Ouest, et lac Baker, Nunavut); et débit fluvial annuel total des rivières qui s'écoulent dans l'océan Arctique de l'Amérique du Nord et de l'Eurasie.

SOURCE DES FIGURES : DE ET L'EEN D'APRÈS UN MÉLANGE DE CINQ PRODUITS RELATIFS À LA NEIGE; LA DCG D'APRÈS DES DONNÉES PAR SATELLITE EN MICRO-ONDES PASSIVES; ET EGM D'APRÈS LA NOUVELLE ANALYSE DU VOLUME DE LA GLACE MARINE DANS L'ARCTIQUE AU MOYEN DU SYSTÈME DE MODÉLISATION DE LA GLACE ARCTIQUE ET D'ASSIMILATION (PIOMAS). LES DONNÉES SUR LE VOLUME DE LA CALOTTE GLACIAIRE VIENNENT DE DAVID BURGESS, RESSOURCES NATURELLES CANADA; CELLES SUR LA TEMPÉRATURE AU SOL, DE SHARON SMITH, RESSOURCES NATURELLES CANADA; CELLES SUR L'ÉPAISSEUR DE LA GLACE DES LACS, DE CLAUDE DUGUAY, UNIVERSITÉ DE WATERLOO; CELLES SUR LE DÉBIT FLUVIAL DANS L'ARCTIQUE, DE STEPHEN DERY, UNIVERSITY OF NORTHERN BRITISH COLUMBIA.

La fraction du manteau neigeux (FMN) a diminué dans l'ensemble du Canada pendant la période de 1981 à 2015 en raison de l'apparition tardive du manteau neigeux et de la fonte des neiges précoces au printemps. La variabilité régionale et saisonnière des tendances de la FMN témoigne de la variabilité interne du climat dans les tendances de la température de surface. Au cours de la même période, l'équivalent en eau de neige saisonnier maximal (EEN_{max}), qui représente une indication de la neige saisonnière accumulée qui est disponible pour la fonte printanière, a diminué dans les Maritimes, dans le sud de l'Ontario et sur presque toutes les superficies canadiennes au nord du 55^e degré de latitude nord, tandis qu'il a augmenté dans le sud de la Saskatchewan et dans certaines régions de l'Alberta et de la Colombie-Britannique.

D'importantes réductions de la zone de glace marine au cours de la période de 1968 à 2016 étaient évidentes en été et à l'automne dans tout l'Arctique canadien (de 5 % à 20 % par décennie, selon la région) et en hiver et au printemps dans les eaux de l'est du Canada (de 5 % à 10 % par décennie). Dans l'Arctique canadien, la glace marine pérenne est remplacée par une glace marine saisonnière plus mince : les pertes pluriannuelles de glace sont les plus grandes dans la mer de Beaufort et dans l'archipel arctique canadien (AAC), frisant les 10 % par décennie. Des registres de 60 ans portant sur l'épaisseur de la glace marine de rive comportent des preuves d'amincissement de la glace dans l'AAC.

Les glaciers du Canada ont reculé au cours du dernier siècle, avec une accélération rapide des pertes de superficie et de masse au cours de la dernière décennie, surtout en raison de la température de l'air en hausse. Le taux récent de perte de masse est sans précédent depuis des millénaires. La couverture de glace des lacs change partout au Canada, principalement sous l'effet de la débâcle printanière précoce. La durée de la couverture de glace saisonnière a diminué pour environ 80 % des lacs de l'Arctique entre 2002 et 2015. Dans les parties centrales et du sud de la vallée du Mackenzie, le pergélisol s'est réchauffé à un rythme d'environ 0,2 °C par décennie depuis le milieu des années 1980. Tout en étant modestes, ces hausses sont importantes parce que la température du pergélisol dans ces régions s'approche actuellement de zéro; le sol est donc susceptible de dégel. Dans l'Extrême-Arctique, la température du pergélisol a augmenté à un rythme supérieur à celui de la région subarctique, allant de 0,7 °C à 1 °C par décennie.

Ces changements de la cryosphère au cours des dernières décennies représentent en grande partie une réaction aux températures de surface en hausse. La variabilité régionale et saisonnière s'explique par la variabilité climatique naturelle des tendances de la température de surface, par les changements de quantité et de phase (pluie ou neige) de précipitations et par les influences éloignées du système climatique mondial (comme la variation de la circulation océanique et de la température à la surface de la mer). Les changements de composantes individuelles de la cryosphère sont interconnectés. À titre d'exemple, la neige est un isolant efficace; ainsi, les changements du moment de l'apparition du manteau neigeux et de l'accumulation saisonnière de neige influent fortement sur la température du sol sousjacent et sur l'épaisseur de la glace des lacs et des mers.

D'autres changements de la cryosphère au cours des décennies à venir sont quasiment certains, étant donné qu'on projette une hausse des températures selon tous les scénarios d'émissions futures. Des preuves rigoureuses montrent que l'étendue du manteau neigeux et l'accumulation de neige, la couverture de la glace marine et l'épaisseur générale de celle-ci, de même que la masse de glace terrestre continueront de diminuer dans l'ensemble du Canada tout au long du XXI^e siècle. La plupart des régions marines de l'Arctique canadien pourraient être exemptes de glace marine durant au moins un mois en été d'ici 2050, mais il y aura toujours de la glace marine le long de la côte nord de l'AAC. La réduction de la masse des glaciers dans l'Ouest du Canada aura une incidence sur l'ampleur et la saisonnalité de l'écoulement fluvial, ayant un effet sur la disponibilité de l'eau douce à usage humain. Le réchauffement conduira à une perte du pergélisol et à l'altération du paysage au fil du dégel. Ces changements de la cryosphère ne seront pas spatialement uniformes en raison des effets régionaux de la variabilité du climat naturel à des échelles temporelles décennales et multidécennales.

5.1: Introduction

Le terme « cryosphère » désigne les endroits de la Terre où l'eau est gelée; il englobe la neige, la glace marine, la glace terrestre (glaciers et calottes glaciaires), la glace d'eau douce (glace des lacs et des rivières), le pergélisol et le sol subissant un gel saisonnier. Même si le terme peut ne pas être bien connu de l'ensemble des Canadiens, la cryosphère est une composante déterminante du paysage du Canada durant une partie au moins de chaque année, et durant toute l'année aux hautes latitudes et élévations.

La cryosphère remplit un rôle clé dans le système climatique en influençant la réflectivité de la surface (albédo – la neige et la glace reflètent grandement l'énergie solaire reçue; voir le chapitre 2, encadré 2.3), le transfert de chaleur (la neige est un isolant hautement efficace du sol sous-jacent ou de la glace sous-jacente) et les processus hydrologiques (emménagement et ruissellement des eaux). La cryosphère présente aussi des liens importants avec l'écosystème, puisque de nombreux organismes se sont adaptés à la vie dans ou sur la neige et la glace. Il s'agit entre autres des communautés microbiennes distinctes, des phoques et des ours polaires, qui dépendent de la glace marine aux fins de reproduction, d'alimentation et de mobilité. La couverture de glace a une influence sur la saison de croissance des algues, la température de l'eau et le niveau d'oxygène, en plus de permettre aux espèces sauvages de parvenir au rivage et de traverser les plans d'eau. L'état de la cryosphère influe aussi sur l'économie canadienne en assurant l'approvisionnement en eau douce provenant de la neige et des glaciers pour un usage humain pendant les périodes de fonte, ayant une incidence sur les opérations extracôtières et de transport maritime, facilitant le transport et l'extraction des ressources dans le Nord du Canada au moyen des routes de glace et soutenant les loisirs hivernaux. De plus, la cryosphère contribue à un large éventail de dangers comme les crues printanières, les avalanches ainsi que l'instabilité du paysage au fil du dégel du pergélisol. La cryosphère revêt en outre une importance cruciale dans les modes de vie traditionnels de nombreuses collectivités autochtones, surtout dans la région du Nord. En plus d'influencer l'abondance et l'emplacement des ressources terrestres, marines et d'eau douce dont dépendent ces collectivités, la neige, la glace et le pergélisol ont aussi une incidence sur l'accès à ces ressources.

Ce chapitre présente une évaluation des changements observés et projetés de la cryosphère canadienne. Il s'agit d'une mise à jour d'un examen réalisé dans le cadre de l'année polaire internationale de 2007–2008 (Derksen et coll., 2012) et d'un aperçu antérieur du climat changeant du Canada (Bush et coll., 2014), ainsi qu'un complément d'évaluations récentes de la cryosphère mondiale (Vaughan et coll., 2013) et de l'Arctique (AMAP, 2017a). S'il y a lieu, on présente la plus longue des ensembles de données disponibles des mesures continues de la surface venant de sites d'observation (par exemple, le bilan massique des glaciers, la température du pergélisol). Autrement, on utilise des ensembles de données validés de télédétection et de modèles de surface du sol pour présenter des renseignements sur de grandes superficies (par exemple, la concentration de glace marine, la fraction du manteau neigeux, la couverture de glace des lacs). Les périodes historiques varient entre les composantes de la cryosphère, selon les données disponibles, mais elles vont à tout le moins de 1981 à aujourd'hui. Les changements projetés de la cryosphère sont fondés sur des simulations ultramodernes de modèles climatiques venant de la cinquième phase du Projet d'intercomparaison de modèles couplés (CMIP5) (<https://esgf-node.llnl.gov/projects/cmip5/>) (voir le chapitre 3, encadré 3.1). Dans certains cas, ces modèles simulent des variables qui peuvent être directement comparées avec les observations – par exemple, la fraction du manteau neigeux. Dans d'autres cas, l'analyse des projections de modèles est plus complexe, soit parce que les modèles ne simulent pas directement la variable d'intérêt (p. ex. la région pergélisolée doit être déduite d'après la température au sol) ou la résolution spatiale des modèles mondiaux est trop grossière pour donner de l'information sur des caractéristiques d'intérêt individuelles (c.à.d. des lacs ou des glaciers en particulier) (voir le chapitre 3, figure 3.2 pour une explication des modèles).

Les changements de température et de précipitations constituent les principaux facteurs de variabilité et de changement dans la cryosphère – ces variables sont discutées pour l'ensemble du Canada dans le chapitre 4. La température influe sur le moment, la durée et l'intensité des périodes de fonte, ainsi que sur la question de savoir si les précipitations se présentent sous forme de pluie ou de neige. Les événements de chute de neige déterminent l'accumulation de neige saisonnière, une couche réfléchissante et isolante importante, tandis que les changements de la profondeur de la neige influent sur l'épaisseur de la glace (celle des lacs et des mers) et sur la température au sol.

5.2: Manteau neigeux

Message clé

La partie de l'année où le manteau neigeux est présent a diminué dans la majeure partie du Canada (*degré de confiance très élevé*), tout comme l'accumulation de neige saisonnière (*degré de confiance moyen*). Depuis 1981, la fraction du manteau neigeux a diminué entre 5 % et 10 % par décennie en raison de l'apparition plus tardive de la neige et de l'arrivée précoce de la fonte printanière. Depuis 1981, l'accumulation de neige saisonnière a diminué de 5 % à 10 % par décennie, à l'exception du sud de la Saskatchewan et de certaines régions de l'Alberta et de la Colombie-Britannique (augmentations de 2 % à 5 % par décennie).

Message clé

Il est *très probable* que la durée du manteau neigeux diminue jusqu'au milieu du siècle au Canada en raison des hausses de la température de l'air à la surface dans tous les scénarios d'émissions. Les différences du manteau neigeux printanier projeté en fonction de scénarios font leur apparition à la fin du siècle, avec une perte de neige stabilisée dans un scénario d'émissions moyennes, mais une perte de neige continue dans un scénario d'émissions élevées (*degré de confiance élevé*). Une réduction de 5 % à 10 % par décennie de l'accumulation de neige saisonnière est projetée jusqu'au milieu du siècle pour une grande partie du sud du Canada; seuls de légers changements de l'accumulation de neige sont projetés pour les régions nordiques du Canada (*degré de confiance moyen*).

Le manteau neigeux est une caractéristique déterminante du paysage canadien durant quelques mois chaque hiver le long de la bordure sud du pays et durant jusqu'à neuf ou dix mois chaque année dans l'Extrême-Arctique. La neige est responsable d'une cascade d'interactions et de rétroactions qui touchent le système climatique, la disponibilité de l'eau douce, la végétation, l'activité biogéochimique, dont les échanges de dioxyde de carbone et des gaz à l'état de trace, et les services écosystémiques (Brown et coll., 2017). Pour comprendre les changements relatifs à la neige, il faut tenir compte de multiples variables, dont la fraction du manteau neigeux (FMN), qui est touchée par le moment de l'apparition de la neige et de la fonte des neiges, et l'équivalent en eau de neige saisonnier maximal (EENmax), la quantité d'eau emmagasinée par la neige et disponible pour la fonte printanière. Ces variables ont un effet sur l'échange d'énergie entre la surface et l'atmosphère (avec des rétroactions importantes dans le système climatique mondial) et sur la disponibilité de l'eau douce. En effet, presque tous les bassins versants canadiens sont dominés par la neige en hiver. La neige est essentielle aux déplacements et au tourisme hivernal dans de nombreuses régions du pays et constitue une exigence clé pour la construction des routes d'hiver reliant les collectivités éloignées aux mines, surtout dans les Territoires du Nord-Ouest, le nord du Manitoba et le nord de l'Ontario.

Les observations de surface de la profondeur de la neige effectuées par les stations de surveillance climatique (de telles observations sont appelées « données recueillies sur place ») ne conviennent pas bien à la détection des tendances et de la variabilité du manteau neigeux, puisqu'elles ne mesurent la neige qu'à des emplacements individuels (Brown et Braaten, 1998). La profondeur de la neige peut varier considérablement à l'échelle locale en raison des interactions avec la végétation et la topographie (qu'influencent typiquement les vents), ce qui veut dire que les mesures à des emplacements uniques peuvent ne pas représenter la profondeur de la neige dans le paysage (Neumann et coll., 2006). De plus, les stations climatiques se font exceptionnellement rares au-dessus du 55^e degré de latitude nord au Canada, et elles sont biaisées en faveur des élévations inférieures dans les régions montagneuses et côtières subarctiques et arctiques. Il est donc difficile d'avoir recours au réseau canadien conventionnel d'observations climatiques pour une évaluation de la neige à l'échelle nationale. Des observations par satellite et des modèles de surface du sol disponibles présentent des données quotidiennes et spatialement continues à l'échelle du Canada, remontant à plusieurs décennies. Ces produits ont une résolution spatiale grossière (de 25 km à 50 km), ce qui pose problème dans les régions alpines et les régions où la couverture terrestre est mixte. Des chercheurs ont déployé d'importants efforts pour déterminer la concordance entre les ensembles de données de façon à garantir une analyse robuste des tendances (Mudryk et coll., 2018).

5.2.1: Changements observés du manteau neigeux

D'après une analyse de multiples ensembles de données visant la période de 1981 à 2015, la FMN (représentant la proportion des journées de chaque mois où la neige était présente au sol) a diminué de 5 % à 10 % dans la majeure partie du Canada pendant la plupart des saisons (Mudryk et coll., 2018; voir la figure 5.2), notamment, pour l'Est du Canada, au printemps (avril, mai et juin), et, pour la majeure partie de l'étendue terrestre canadienne, à l'automne (octobre, novembre et décembre). Cette perte du manteau neigeux est compatible avec des études antérieures utilisant des ensembles de données recueillis sur place et visant une plus longue période (Brown et Braaten, 1998; Vincent et coll., 2015); toutefois, la période de 1981 à 2015 se caractérise par de fortes réductions du manteau neigeux pendant la période d'apparition de la neige dans l'Est du Canada, en réaction au réchauffement automnal accru (conformément à Brown et coll., 2018). Les tendances en baisse de la FMN aux hautes latitudes au Canada vont dans le même sens que la réduction documentée de la durée d'enneigement (DE; le nombre de jours d'enneigement), dans toutes les régions terrestres circumpolaires de l'Arctique, de deux à quatre jours par décennie (soit d'environ 1 % à 2 % par décennie, en supposant que la durée d'enneigement moyenne est de 250 jours) (Brown et coll., 2017). Certaines études (Derksen et Brown, 2012; Derksen et coll., 2016; Brutel-Vuilmet et coll., 2013; Hernández-Henríquez et coll., 2015; Mudryk et coll., 2017) ont mis au jour des pertes de manteau neigeux au printemps légèrement supérieures à celles indiquées dans la figure 5.2, puisque d'autres ensembles de données et périodes ont été envisagés. Malgré ces différences, toutes les études faisaient systématiquement état de réductions de la FMN au printemps.

Une analyse de la température de surface d'après un mélange de six ensembles de données issus d'une nouvelle analyse atmosphérique a montré que des tendances de réchauffement au cours de la période de 1981 à 2015 se manifestent dans toutes les zones terrestres canadiennes présentant une réduction de la FMN (Mudryk et coll., 2018). Des tendances de refroidissement en hiver et au printemps sont associées aux régions où la FMN est en hausse (voir la figure 5.2). Les observations des stations climatiques dans les régions où les tendances de la FMN étaient en hausse de 1981 à 2015 ont également montré une diminution de la profondeur maximale de la neige et de la DE au cours de la période plus longue de 1950 à 2012 (Vincent et coll., 2015); ainsi, les tendances positives de 1981 à 2015 font état de la variabilité naturelle de la température de surface et des précipitations régionales.

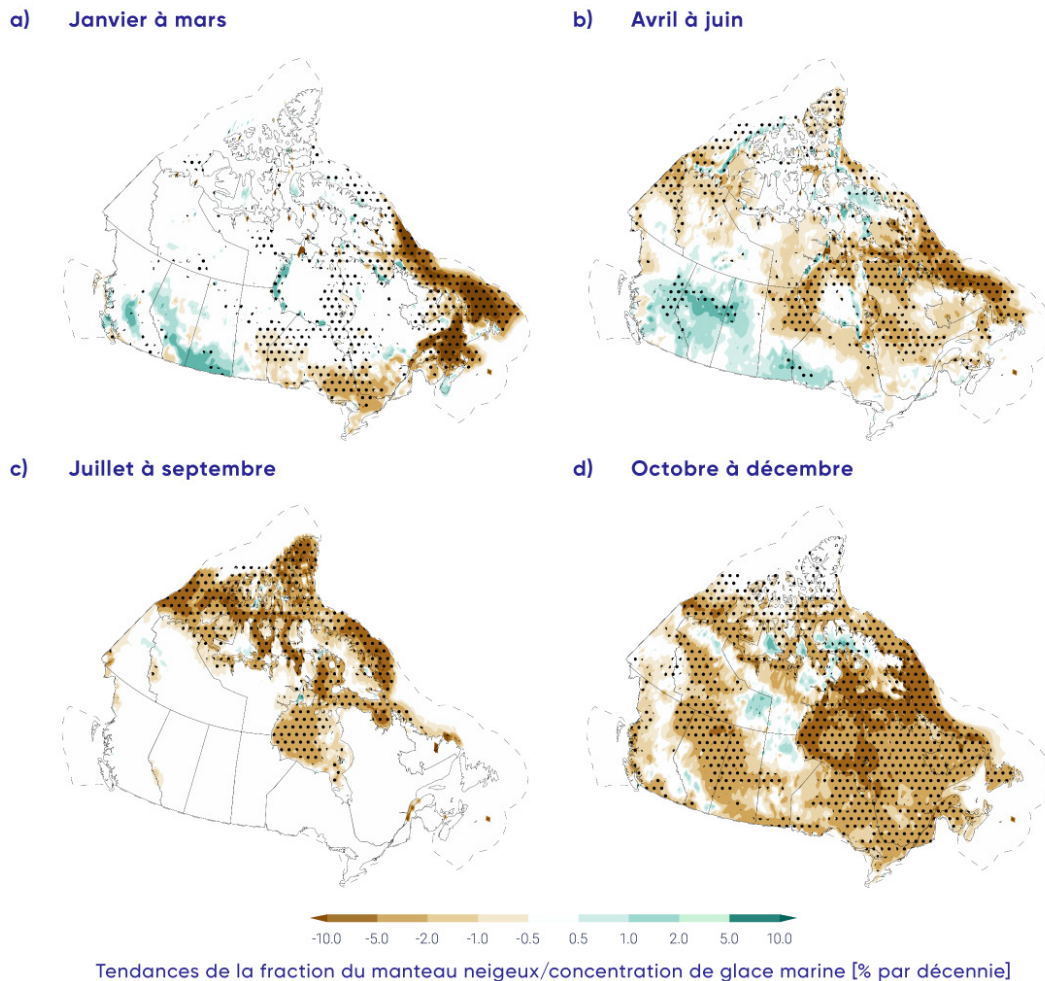


Figure 5.2: Tendances de la fraction du manteau neigeux et de la concentration de glace marine, de 1981 à 2015

Tendances saisonnières de la fraction du manteau neigeux terrestre et de la concentration de glace marine pour 1981 à 2015. Les pointillés indiquent l'importance statistique (il y a seulement 10% de chance que ces changements soient dus au hasard). La ligne pointillée marque la limite du territoire marin canadien. Les changements de la glace marine sont analysés dans la section 5.3.

SOURCE DE LA FIGURE : MUDRYK ET COLL. (2018)

Même si les renseignements sur la FMN sont importants afin de cerner les changements des endroits où la neige recouvre le sol, du point de vue des ressources hydriques, il est important de comprendre la quantité d'eau qui est emmagasinée sous forme de neige. On le détermine à partir de l'EEN^{max} préalable à la fonte. L'EEN^{max} a diminué de 5 % à 10 % dans une grande partie du Canada au cours de la période de 1981 à 2015, d'après l'analyse de multiples ensembles de données, qui est montrée dans la figure 5.3 (Mudryk et coll., 2018). Cela est compatible avec les tendances de la profondeur de la neige d'après les mesures de la surface (Brown et Braaten, 1998; Vincent et coll., 2015) et d'autres études d'observation (par exemple, Mudryk et coll., 2015). Les augmentations de l'EEN^{max} sont évidentes dans certaines parties de la Colombie-Britannique, de l'Alberta et du sud de la Saskatchewan. Les influences des changements de température et de précipitations doivent être séparées pour comprendre les mécanismes à l'origine des tendances de l'EEN^{max} (Raisanen, 2008; Brown et Mote, 2009; Mankin et Diffenbaugh, 2014; Sospedra-Alfonso et Merryfield, 2017).

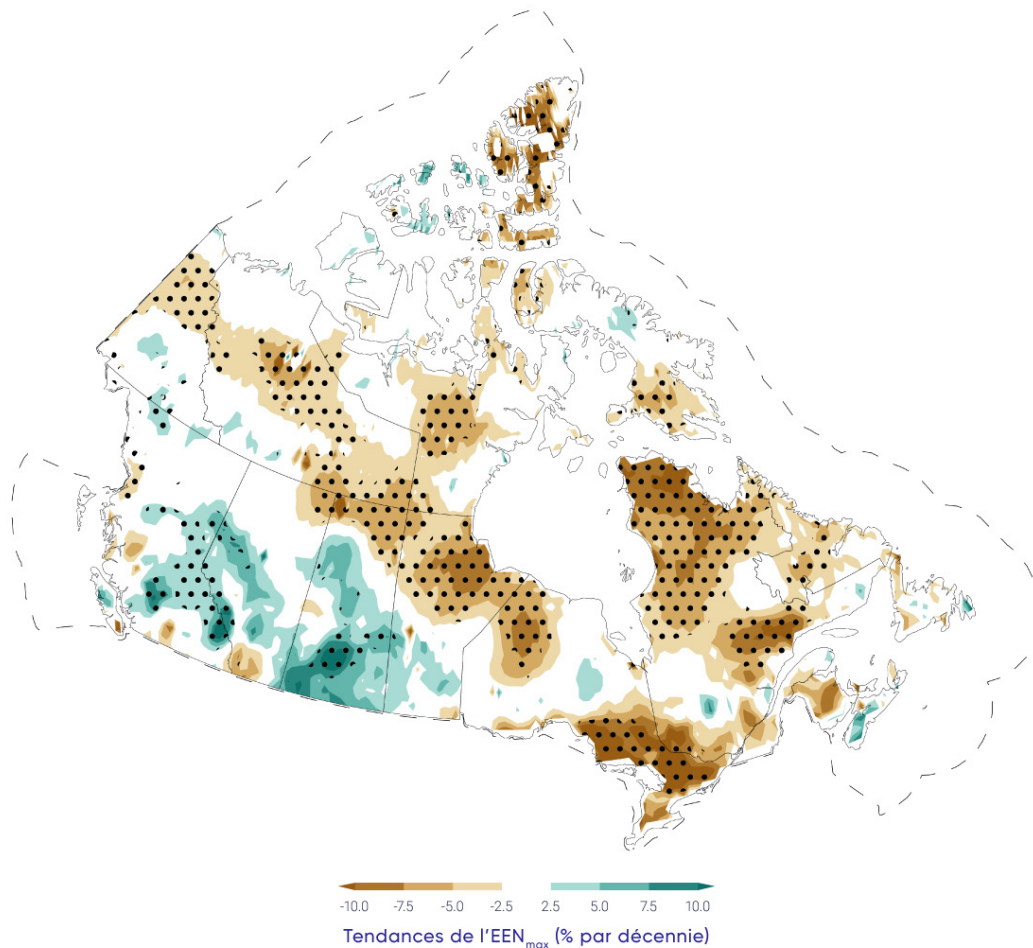


Figure 5.3: Tendances de l'équivalent en eau de neige maximal, de 1981 à 2015

Tendances de l'équivalent en eau de neige saisonnier maximal (EEN^{max}) (% par décennie) pour la période de 1981 à 2015. Les pointillés indiquent l'importance statistique (il y a seulement 10% de chance que ces changements soient dus au hasard).

SOURCE DE LA FIGURE : MUDRYK ET COLL. (2018).

5.2.2: Changements projetés du manteau neigeux

Les projections des températures de surface à l'échelle du Canada à court terme selon un scénario d'émissions élevées (RCP8.5) montre un réchauffement, pendant toutes les saisons, de la moyenne de l'ensemble des modèles (voir le chapitre 4, section 4.2.1.3), avec des diminutions simultanées de la FMN dans l'ensemble du Canada pendant toutes les saisons (figure 5.4; Mudryk et coll., 2018). En hiver, les réductions projetées du manteau neigeux seront les plus grandes dans le sud du Canada, où les hausses de température entraînent une réduction de la chute de neige en tant que proportion des précipitations totales. Aux hautes altitudes, les températures demeureront suffisamment froides pour qu'on ne projette pas de changement

de la FMN en hiver (janvier, février, mars) dans cette région en réaction au réchauffement. Pendant le printemps, la région de sensibilité de la neige aux forçages des températures devrait se déplacer vers le nord alors que le manteau neigeux reculera dans la forêt boréale, la région subarctique et l'Extrême-Arctique. Cela conduira à des tendances négatives projetées de la FMN (une perte de neige) dans ces régions au cours de la période d'avril à juin. Des différences importantes des projections du manteau neigeux au printemps entre les scénarios d'émissions font leur apparition d'ici la fin du siècle, alors que la perte de neige se stabilise selon un scénario d'émissions moyennes (RCP4.5), mais que la perte continue selon un scénario d'émissions élevées (RCP8.5) (Brown et coll., 2017).

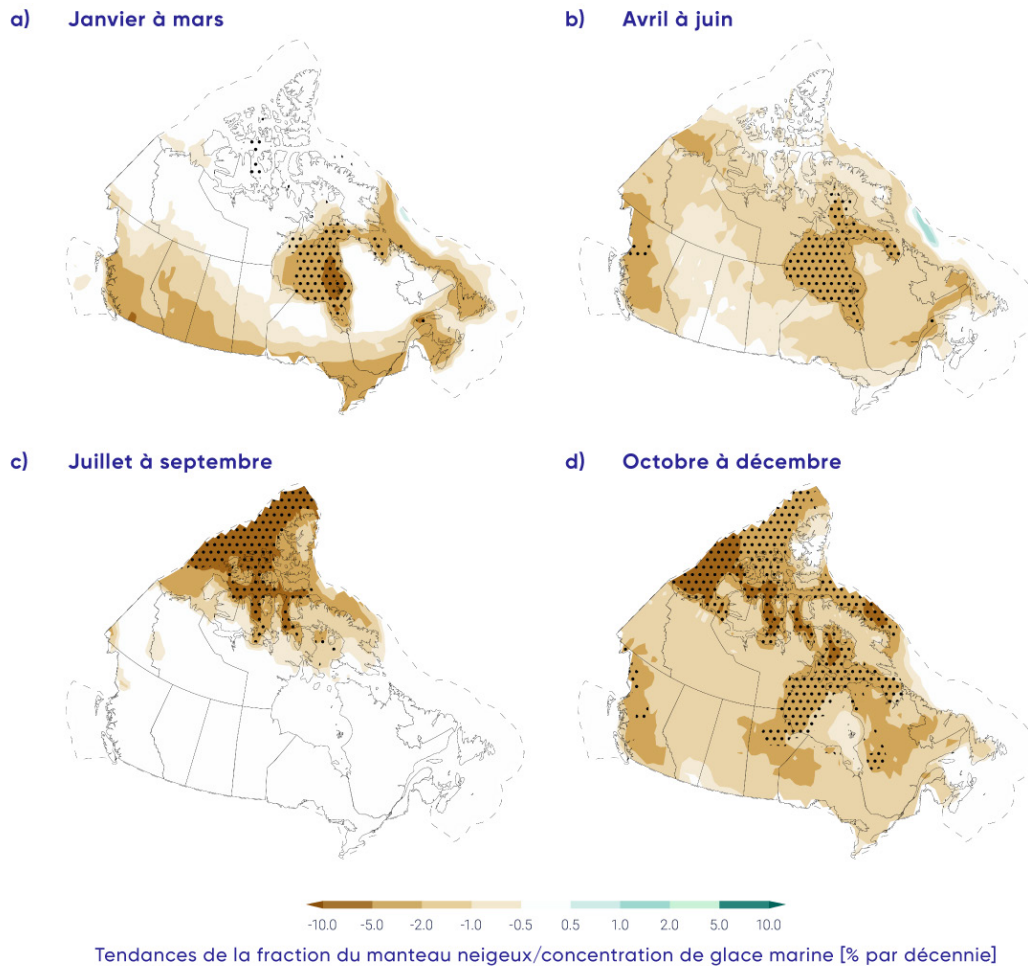


Figure 5.4: Tendances projetées de la fraction du manteau neigeux et de la concentration de glace marine, de 2020 à 2050

Tendances saisonnières terrestres projetées de la fraction du manteau neigeux et de la concentration de glace marine (% par décennie) pour la période de 2020 à 2050 pour les zones terrestres et marines du Canada. Les tendances sont calculées selon la moyenne obtenue à partir de multiples modèles climatiques (le Projet d'intercomparaison de modèles couplés - CMIP5), selon un scénario d'émissions élevées (RCP8.5). Le pointillé indique l'importance statistique (il y a seulement 10% de chance que ces changements soient dus au hasard).

SOURCE DE LA FIGURE : MUDRYK ET COLL. (2018)

Les changements projetés de l'EEN_{max} indiquent que les réductions seront considérables (de 5 % à 10 % par décennie jusqu'en 2050, ou une perte cumulative de 15 % à 30 % sur toute la période de 2020 à 2050) dans une grande partie du sud du Canada, les changements les plus importants survenant dans les Maritimes et en Colombie-Britannique (voir la figure 5.5). Les diminutions observées dans les Prairies, en Ontario, au Québec et dans les Maritimes sont attribuables aux températures en hausse, qui modifieront la proportion des précipitations totales qui prennent actuellement la forme de neige plutôt que de pluie (Sospedra-Alfonso et Merryfield, 2017). (Notons que les plus grandes réductions à court terme de l'EEN_{max}, d'après les projections des modèles climatiques, auront lieu tout juste au sud de la frontière canadienne.) Les changements projetés en Colombie-Britannique sont compatibles avec les réductions de l'EEN_{max} qui sont projetées dans la Cordillère occidentale (Fyfe et coll., 2017). Même si l'on projette une augmentation de l'EEN_{max} d'ici le milieu du siècle dans l'Arctique eurasien (Brown et coll., 2017), un changement minime est projeté dans les zones terrestres de haute altitude du Canada. En effet, l'augmentation de la chute de neige devrait être compensée par les températures en hausse, qui viennent raccourcir la saison d'accumulation de neige.

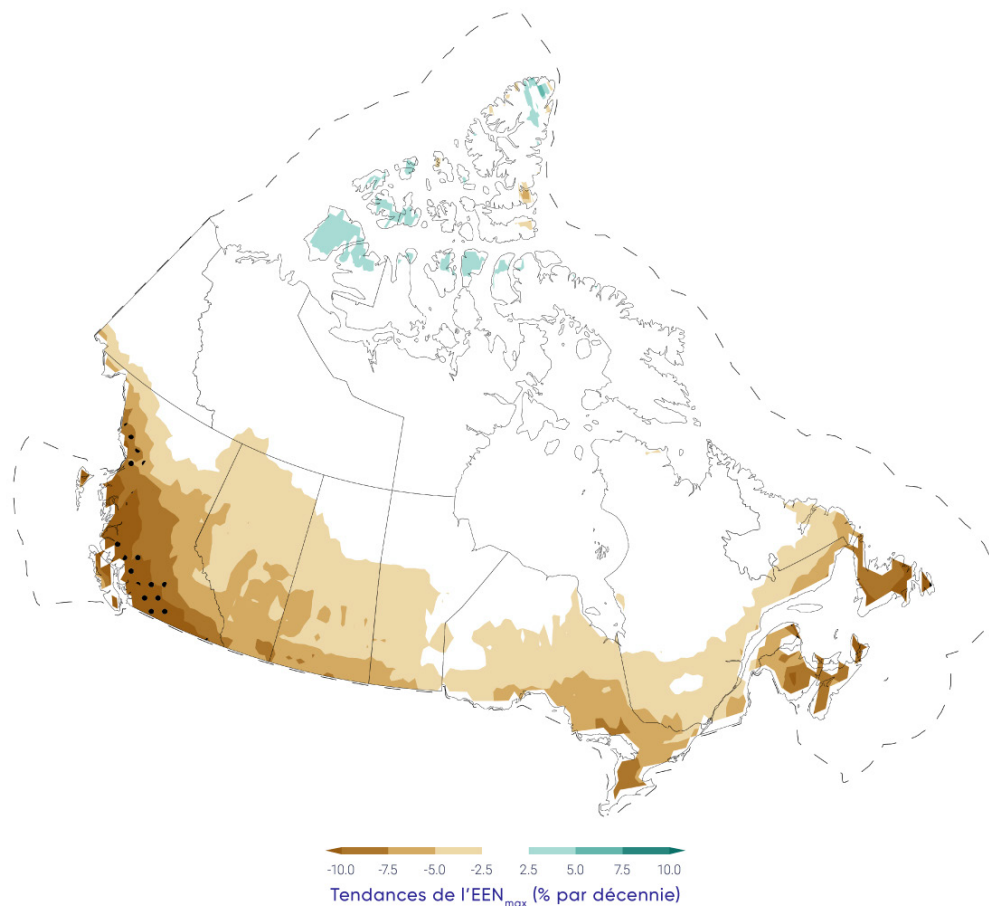


Figure 5.5: Tendances projetées de l'équivalent en eau de neige maximal, de 2020 à 2050

Tendances projetées de l'équivalent en eau de neige maximal (EEN^{max}, % par décennie) pour la période de 2020 à 2050 pour les zones terrestres canadiennes. Les tendances sont calculées selon la moyenne obtenue à partir de multiples modèles climatiques (le Projet d'intercomparaison de modèles couplés- CMIP5), selon un scénario d'émissions élevées (RCP8.5). Le pointillé indique l'importance statistique (il y a seulement 10% de chance que ces changements soient dus au hasard).

SOURCE DE LA FIGURE : MUDRYK ET COLL., 2018

La plus grande perte de neige à l'échelle du Canada qui est projetée au cours de la période de 2020 à 2050 devrait survenir dans les saisons intermédiaires (octobre et novembre, mai et juin; Thackeray et coll., 2016) (voir la figure 5.6). Au milieu de l'hiver, la variation en pourcentage de l'étendue projetée du manteau neigeux est minime parce que les températures hivernales dans les régions nordiques du Canada demeureront suffisamment froides pour soutenir le manteau neigeux et que l'étendue de la neige climatologique est supérieure en hiver, ce qui entraîne une plus faible variation en pourcentage (voir la figure 5.5). Les tendances projetées sont semblables au taux de changement qui est déjà observé pendant la période historique (voir la section 5.2.1). Les tendances d'un large ensemble de simulations venant du modèle canadien des systèmes terrestres (CanESM2) sont légèrement supérieures à la moyenne du CMIP5 obtenue de multiples modèles, puisque le réchauffement projeté est supérieur selon le modèle CanESM2 que la moyenne CMIP5 obtenue de multiples modèles (Thackeray et coll., 2016).

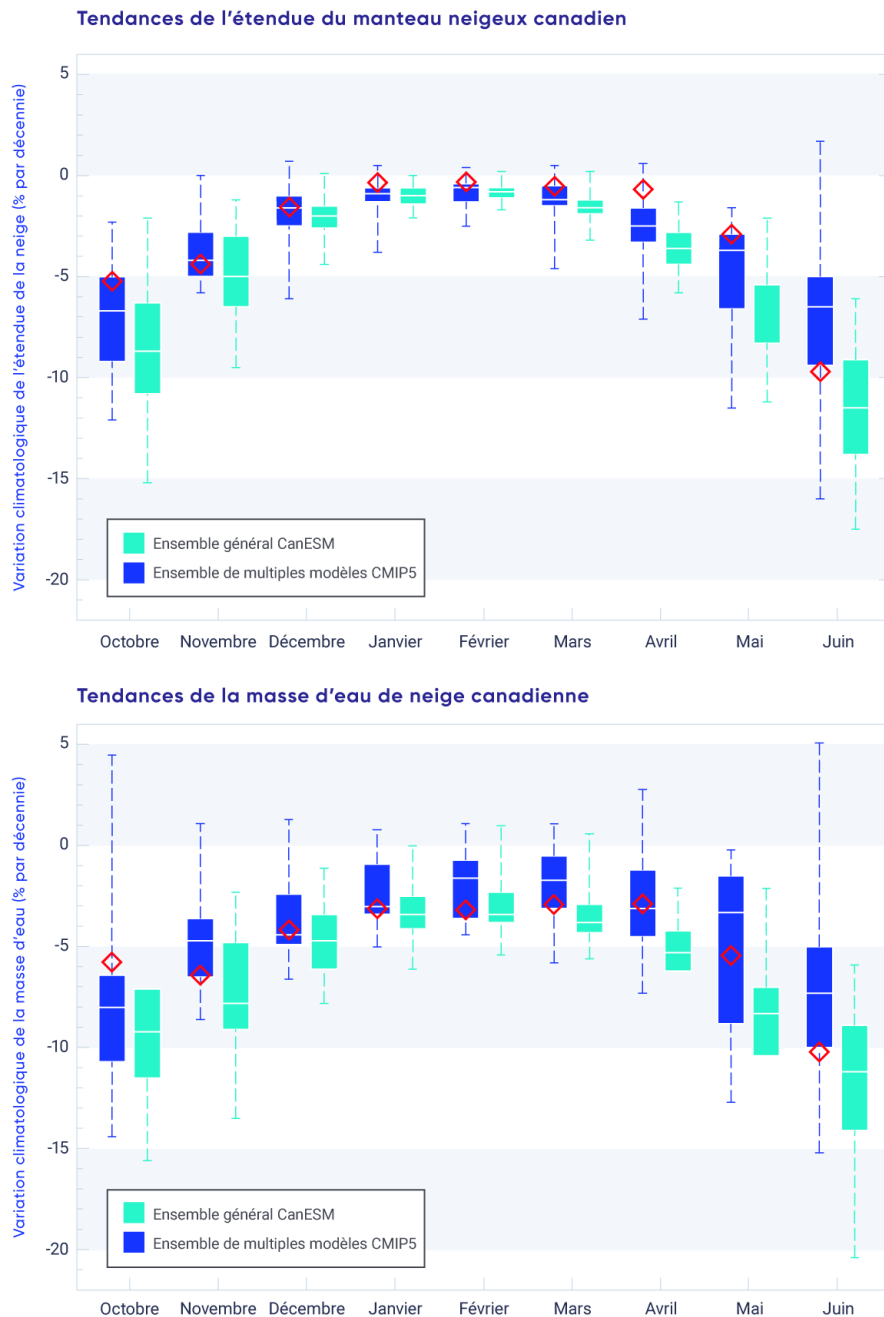


Figure 5.6: Tendances observées (de 1981 à 2015) et projetées de l'étendue du manteau neigeux canadien et de la masse de l'eau de neige canadienne, de 2020 à 2050

Tendances mensuelles projetées de l'étendue du manteau neigeux canadien (haut) et de la masse d'eau de neige (bas) d'après l'ensemble de multiples modèles du Projet d'intercomparaison de modèles couplés (CMIP5) et l'ensemble général du modèle canadien des systèmes terrestres (CanESM) (aquale), selon un scénario d'émissions élevées (RCP8.5). Les tendances de la moyenne mensuelle des observations (de 1981 à 2015) d'après l'ensemble de données relatif à la neige utilisé dans la section 5.1.1 sont montrées en rouge. Les encadrés montrent la fourchette des 25^e à 75^e centiles; la ligne horizontale montre la médiane; et les tirets illustrent le minimum et le maximum.

SOURCE DE LA FIGURE : MUDRYK ET COLL. (2018)

Résumé de la section

Pour résumer, une analyse de multiples sources de données sur la FMN venant de la télédétection et de modèles de surface du sol sur la période de 1981 à 2015 montre que la partie de l'année qui présente un manteau neigeux a diminué à l'échelle du Canada à un rythme de 5 % à 10 % par décennie. On a un **degré de confiance très élevé** dans ces tendances d'après l'uniformité de multiples ensembles de données et les relations quantitatives avec les tendances de la température de surface, où il y a aussi un **degré de confiance élevé** (voir le chapitre 4). L'accumulation de neige saisonnière a diminué à un rythme de 5 % à 10 % dans la majeure partie du Canada (de 1981 à 2015), à l'exception du sud de la Saskatchewan, de l'Alberta et de la Colombie-Britannique (augmentations de 2 % à 5 % par décennie), provoquées par les changements de températures et de précipitations. En raison de l'incertitude accrue des sources de données sur l'accumulation de neige (comparativement à la FMN), nous avons un **degré de confiance moyen** dans ces tendances. Il est **très probable** que la durée du manteau neigeux diminuera jusqu'au milieu du siècle au Canada en raison des hausses de la température de l'air à la surface selon tous les scénarios d'émissions. Cette évaluation de la probabilité est fondée sur la sensibilité nettement établie du manteau neigeux face à la température de surface dans les observations et les modèles climatiques. Les différences du manteau neigeux printanier projeté en fonction de scénarios font leur apparition à la fin du siècle, avec une perte de neige stabilisée dans des scénarios d'émissions faibles et moyennes (RCP 2.6 et 4.5), mais une perte de neige continue dans un scénario d'émissions élevées (RCP 8.5). Une réduction de 5 % à 10 % par décennie de l'accumulation de neige saisonnière (jusqu'en 2050) est projetée dans une grande partie du sud du Canada; seuls de légers changements de l'accumulation de neige sont projetés dans les régions nordiques du Canada, étant donné que les augmentations des précipitations hivernales devraient compenser la plus courte période d'accumulation de neige. Les projets de l'EEN revêtent une plus grande incertitude (comparativement à la DE) en raison de la plus grande variation de réactions aux modèles climatiques, qui s'explique par les effets concurrents de la température et des précipitations; nous avons donc un **degré de confiance moyen** dans ces résultats.

5.3: Glace marine

Message clé

Dans l'Arctique canadien, la glace marine pluriannuelle se remplace par une glace marine saisonnière plus mince (*degré de confiance très élevé*). La zone de glace marine en été (surtout celle de la glace pluriannuelle) a diminué dans tout l'Arctique canadien à un taux de 5 % à 20 % par décennie depuis 1968 (selon la région); la zone de glace marine en hiver dans l'Est du Canada a diminué de 8 % par décennie.

Message clé

Il est *très probable* que les hausses de températures prévues dans tous les scénarios d'émissions entraînent une réduction continue de la zone de glace marine dans tout l'Arctique canadien en été et sur la côte est en hiver. La plupart des régions marines de l'Arctique canadien seront exemptes de glace marine durant une partie de l'été d'ici 2050 (*degré de confiance moyen*), même si la région située au nord de l'archipel arctique canadien et du Groenland sera la dernière région de l'Arctique où la glace pluriannuelle sera présente en été (*degré de confiance très élevé*). La glace pluriannuelle dérivera donc dans le passage du Nord-Ouest (et présentera un danger de navigation pour le transport des marchandises), même lorsque l'océan Arctique sera exempt de glace marine durant l'été.

Les changements provoqués par le climat qui touchent la glace marine ont un effet sur les écosystèmes locaux de tout l'Arctique canadien et influencent les résidents du Nord du Canada en ayant des répercussions sur les déplacements, la chasse et la pêche, de même que des conséquences pour la vie, le moyen de subsistance, les pratiques culturelles et les activités économiques de la population. Des données obtenues par satellite montrent des changements radicaux de la couverture de la glace marine dans l'Arctique au cours des 40 dernières années. Ces changements sont sans précédent depuis 150 ans (Walsh et coll., 2017). La glace, jadis dominante, qui dure au moins une saison de fonte estivale au complet (glace pluriannuelle) dans l'océan Arctique a été remplacée par de la glace qui fond complètement en été (glace de première année annuelle ou GPA) (Maslanik et coll., 2011; Comiso, 2012). Ce changement est important parce que la GPA dérive et fond plus rapidement (Tandon et coll., 2018; Stroeve et coll., 2012). L'épaisseur moyenne de la glace sur l'océan Arctique a diminué considérablement (Kwok et Rothrock, 2009; Haas et coll., 2010; Laxon et coll., 2013; Richter-Menge et Farrell, 2013; Kwok et Cunningham, 2015; Tilling et coll., 2015). Depuis 2007, une série de couvertures de glace marine dont la faiblesse a établi un nouveau record ont été enregistrées dans l'Arctique pendant le mois de septembre (lorsque la couverture de la glace marine atteint son minimum annuel), avec un taux de perte d'environ 13 % par décennie par rapport à la moyenne de 1981 à 2010 (<<http://nsidc.org/arcticseaicenews/>>; Stroeve et coll., 2012). Dans la foulée de ces changements relatifs à la couverture de la glace, la navigation maritime sur les eaux arctiques canadiennes a augmenté au cours de la dernière décennie (Pizzolato et coll., 2016; Dawson et coll., 2018). Les diminutions de l'étendue de la glace marine ne se limitent plus aux mois où la couverture de la glace est faible (août, septembre et octobre); elles sont aussi observées en hiver, saison qui était jadis stable (Serreze et coll., 2007; Parkinson, 2014).

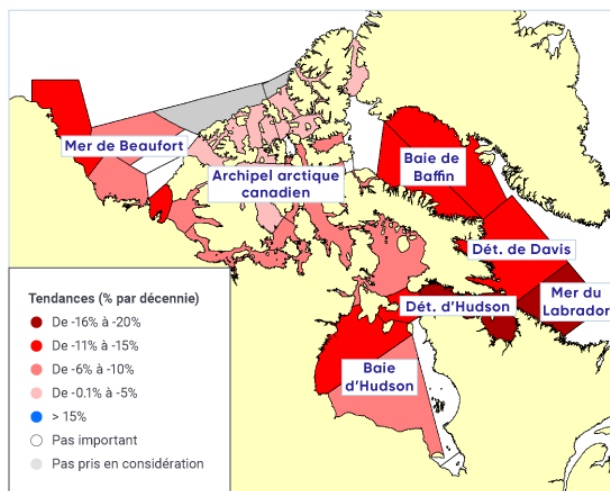
Même si les changements de l'étendue et du comportement de la glace marine dans l'Arctique sont radicaux, la variabilité régionale est considérable. Les zones canadiennes de glace marine sont composées de parties de l'océan Arctique ouvert où la glace peut circuler librement (la région de l'Arctique de l'Ouest et de la mer de Beaufort), ce qui fait contraste aux étroits cours d'eau de l'archipel arctique canadien (AAC), où la glace est attachée à la rive pendant la majeure partie de l'année. Le long de la côte est, plus modérée, et dans la baie d'Hudson, la glace fond complètement chaque printemps. (Il n'y a pas de glace marine sur la côte du Pacifique.)

5.3.1: Changements observés de la glace marine

Des estimations de la superficie totale de la glace et de la glace pluriannuelle sur les eaux de l'Arctique canadien peuvent être obtenues des Archives du Service canadien des glaces (ASCG), qui consistent en une intégration de divers ensembles de données, dont des mesures par satellite, des observations de surface, des rapports de trafic aérien et naval et les résultats de modèles opérationnels (voir Service canadien des glaces, 2007, et Tivy et coll., 2011a, pour tous les détails). Il a été prouvé que ces archives présentent des estimations plus exactes de la concentration de glace marine (CGM) sur les eaux canadiennes comparativement aux estimations venant de données par satellite en micro-ondes passives (Agnew et Howell, 2003). Une analyse des tendances des moyennes saisonnières de la CGM sur la période de 1981 à 2015 (choisie pour correspondre aux ensembles de données sur la neige décrits dans la section 5.2.1) a révélé des réductions sur les eaux canadiennes dans toutes les saisons (voir la figure 5.2). Les régions présentant les plus fortes baisses de la CGM étaient les eaux au large de l'Est du Canada, en hiver et au printemps, et l'AAC et la baie d'Hudson, en été et à l'automne. Les tendances de la CGM sont étroitement associées aux modèles de réchauffement au cours des saisons d'apparition et de croissance de la glace (d'octobre à mars). Cependant, des effets dynamiques (dont le vent, qui fait redistribuer la glace marine) influent également sur les réductions de glace observées au printemps et en été (Mudryk et coll., 2018).

De plus, dans les ASCG, les données sur la glace totale et la glace pluriannuelle remontent à 1968, soit près de 10 ans plus tôt que la couverture par les observations de données par satellite en micro-ondes passives. Entre 1968 et 2016, la zone de glace marine, dont la moyenne a été calculée sur la période estivale, a fortement diminué dans presque toutes les régions de l'Arctique canadien, soit de près de 20 % par décennie dans certaines régions (p. ex. le détroit d'Hudson et la mer du Labrador; voir la figure 5.7). Comparativement aux tendances calculées au cours des périodes de 1968 à 2008 (Tivy et coll., 2011a) et de 1968 à 2010 (Derksen et coll., 2012), plus de régions connaissent maintenant d'importantes diminutions, et le taux de diminution est plus élevé dans toutes les régions, sauf la baie d'Hudson. Les plus fortes diminutions de la glace pluriannuelle se sont produites dans l'AAC (environ 9 % par décennie) et sur la mer de Beaufort (environ 7 % par décennie).

Glace totale



Glace pluriannuelle

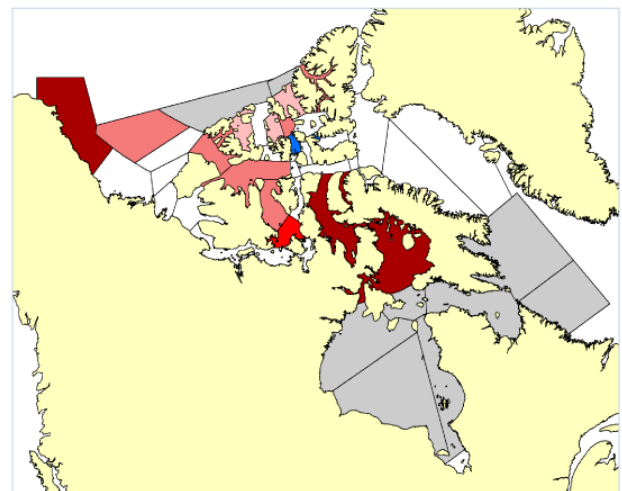


Figure 5.7: Tendances de la glace totale et de la glace pluriannuelle en été dans l'Arctique, de 1968 à 2016

Tendances de la glace totale (gauche) et de la glace pluriannuelle (droite) en été, de 1968 à 2016. L'été est défini comme la période du 25 juin au 15 octobre pour les régions de la mer de Beaufort, de l'AAc et de la baie de Baffin, et du 18 juin au 19 novembre pour la baie d'Hudson, le détroit d'Hudson, le détroit de Davis et la mer du Labrador, d'après Tivy et coll. (2011a) et Derksen et coll. (2012). Seules les tendances d'importance significative à un niveau de 5 % (il n'y a qu'une possibilité de 5 % que la tendance soit le fruit du hasard) sont montrées.

SOURCE DE LA FIGURE : ARCHIVES DU SERVICE CANADIEN DES GLACES; MUDRYK ET COLL. (2018)

Lorsque les différences d'une année sur l'autre sont grandes en raison de la variabilité naturelle, la série chronologique de la zone de glace marine (voir la figure 5.8) montre clairement des tendances négatives. En 2012, la zone de glace marine sur la mer de Beaufort a été exceptionnellement faible, établissant un nouveau record; cette mer est devenue quasiment exempte de glace peu avant la fin de la saison de fonte (figure 5.8a; Babb et coll., 2016). Cette situation s'est presque répétée en 2016. L'AAc a connu en 2011 et en 2012 des années où la faiblesse de la glace a établi un nouveau record, éclipsant celui établi précédemment en 1998 (figure 5.8b; Howell et coll., 2013). La baie de Baffin présente une zone de glace marine d'une faiblesse constante depuis 1999 (figure 5.8c), tandis que la zone de glace marine dans la baie d'Hudson est en baisse depuis le milieu des années 1990 (voir la figure 5.8d; Tivy et coll., 2011b; Hochheim et Barber, 2014). La modélisation a démontré que les niveaux extrêmement faibles de la CGM observés récemment dans l'Arctique ne se seraient pas produits sans les changements climatiques anthropiques (voir l'encadré 5.1).

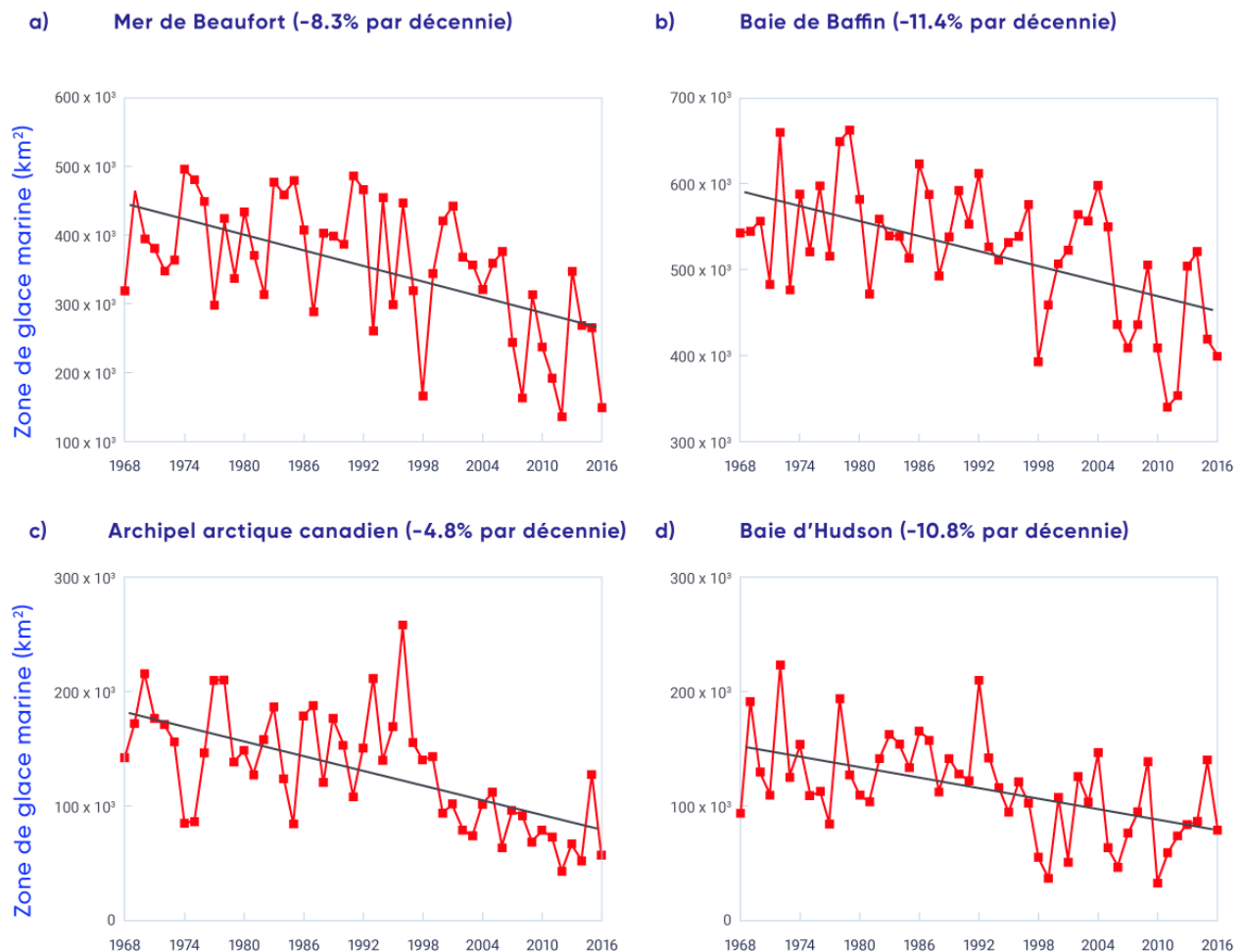


Figure 5.8: Zone totale de glace marine en été dans l'Arctique, de 1968 à 2016

Série temporelle de la zone de glace marine totale en été pour les régions a) de la mer de Beaufort, b) de l'archipel arctique canadien (AAC), c) de la baie de Baffin et d) de la baie d'Hudson, de 1968 à 2016.

SOURCE DE LA FIGURE : ARCHIVES DU SERVICE CANADIEN DES GLACES; MUDRYK ET COLL. (2018)

Encadré 5.1: L'influence des changements climatiques d'origine humaine sur l'étendue de la glace marine extrêmement faible dans les régions subarctiques en 2012

En septembre 2012, l'Arctique a connu une étendue de la glace marine (EGM) exceptionnellement faible, établissant un nouveau record. Une EGM extrêmement faible peut avoir des répercussions sur les collectivités, les écosystèmes et les activités économiques de l'Arctique. Il est important de déterminer le rôle des changements climatiques d'origine humaine pour ce qui est de l'EGM extrêmement faible dans l'Arctique. En effet, comprendre le rôle des gaz à effet de serre anthropogéniques comparativement à la variabilité naturelle est à la base de la compréhension des projections futures et de mesures d'adaptation éventuelles.

Les méthodes d'attribution des événements servent à déterminer l'influence des changements climatiques d'origine humaine sur l'occurrence (ou l'intensité) des événements extrêmes (NASEM, 2016). La probabilité qu'un événement extrême particulier survienne est comparée entre deux ensembles différents de simulations de modèles climatiques : le premier comprend la contribution des activités humaines et le second ne comprend que les facteurs naturels. La différence de ces probabilités indique l'effet des changements climatiques d'origine humaine sur l'événement. Les études d'attribution sont décrites plus en détail dans le chapitre 4, section 4.4.

Les températures en hausse dans l'Arctique ont été attribuées à des facteurs d'origine humaine dans de nombreuses études (Gillett et coll., 2008; Najafi et coll., 2015; Min et coll., 2008). En outre, des études d'attribution montrent qu'il était **extrêmement improbable** que l'EGM exceptionnellement faible qui a établi un nouveau record en 2012 soit uniquement attribuable à la variabilité naturelle du système climatique (Zhang et Knutson, 2013) et qu'elle ne se serait pas produite sans influence humaine sur le climat (Kirchmeier-Young et coll., 2017). La figure 5.9a montre l'EGM au mois de septembre dans l'Arctique au fil du temps d'après des simulations de modèles climatiques n'utilisant que des facteurs naturels (ligne bleue) et des simulations qui comprennent aussi la composante de l'origine humaine (ligne rouge). Les simulations qui comprennent la composante de l'origine humaine montrent une forte tendance en baisse, de façon analogue au déclin de l'EGM qui est observé (ligne noire). En revanche, les simulations qui ne comportent que des forçages naturels montrent une variabilité semblable d'une année sur l'autre, mais sans présenter de tendance.

Pour comparer la probabilité de l'événement de 2012 selon chaque ensemble de simulations, des distributions de probabilités sont montrées dans la figure 5.9b. Les distributions décrivent des valeurs possibles auxquelles on pourrait s'attendre chaque scénario, ainsi que leur probabilité. L'événement de faible EGM établissant un nouveau record qui a été observé en 2012 (la ligne pointillée verticale) fait partie de la fourchette de distribution des simulations qui comprennent la composante de l'origine humaine et est nettement inférieur aux valeurs de la distribution ne comportant que des forçages naturels. Lorsque la composante de l'origine humaine est comprise, il y a une possibilité de 10,3 % d'une EGM de septembre qui soit plus extrême que l'événement observé en 2012. Pour les simulations naturelles seulement, cette probabilité est extrêmement faible. Par conséquent, il était **extrêmement improbable** que l'EGM exceptionnellement faible qui a établi un nouveau record en

septembre 2012 soit seulement attribuable à la variabilité naturelle du climat, et cet événement ne se serait pas produit sans influence humaine sur le climat (Kirchmeier-Young et coll., 2017).

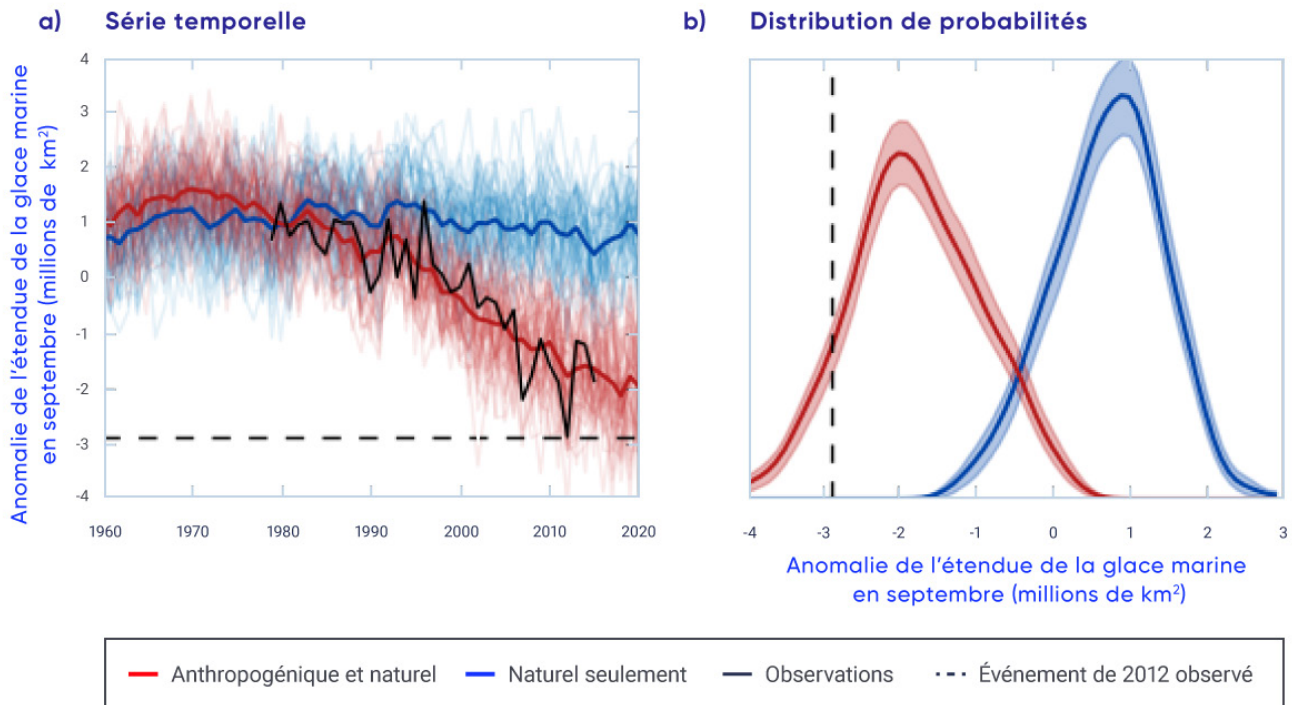


Figure 5.9: Comparaison de l'étendue de la glace marine dans l'Arctique entre des simulations avec et sans la contribution des activités humaines

a) Série temporelle de simulations de l'étendue de la glace marine (EGM) en septembre dans l'Arctique qui comprennent la composante de l'origine humaine (en rouge) et de simulations qui ne comprennent que des facteurs naturels (en bleu), représentés comme des anomalies. La série temporelle de 50 réalisations du modèle canadien des systèmes terrestres (CanESM2) est montrée, la moyenne étant représentée en gras. La série temporelle d'observations du Centre national de données sur la neige et la glace est montrée en noire. La ligne pointillée horizontale indique l'EGM dont la faiblesse a établi un nouveau record en 2012. b) Distributions de probabilités pour les valeurs de chaque ensemble de simulations avec (rouge) et sans (bleu) la composante de l'origine humaine. L'ombrage représente l'incertitude des distributions estimées, et la ligne pointillée verticale indique l'EGM dont la faiblesse a établi un nouveau record en 2012.

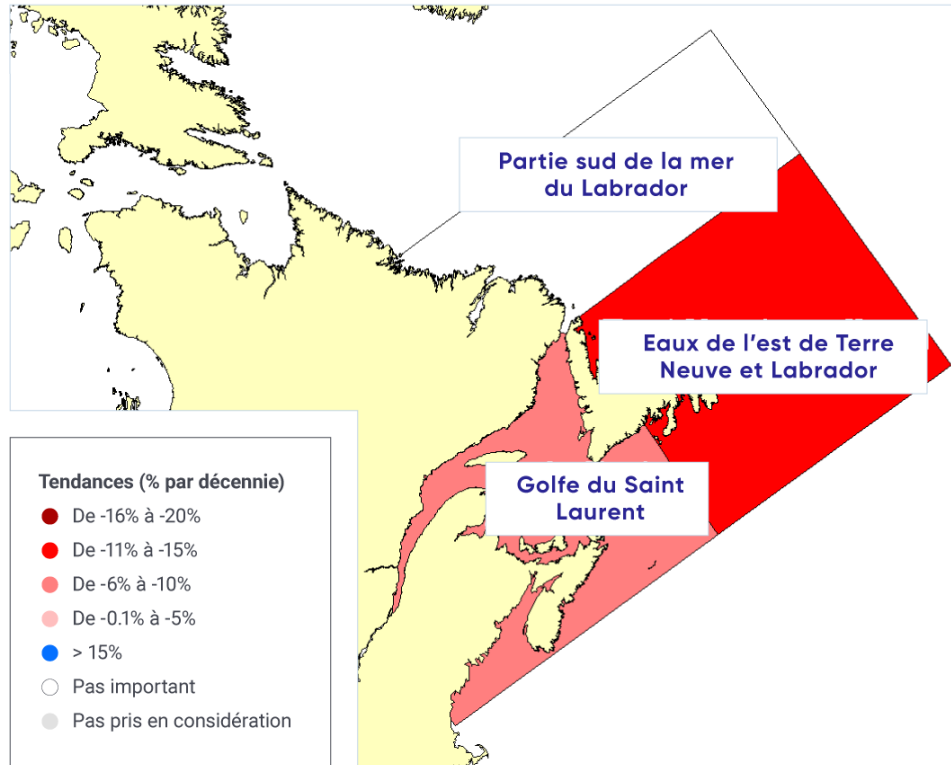
SOURCE DE LA FIGURE : ADAPTÉ DE KIRCHMEIER-YOUNG ET COLL. (2017)

Le déclin de la glace marine dans l'ensemble de l'Arctique canadien est provoqué par la température de l'air en hausse au printemps et par les augmentations correspondantes de la durée de la saison de fonte. Il en découle une plus grande étendue d'eau libre, une absorption accrue de la radiation solaire (qui vient contribuer davantage à la fonte de la glace), une augmentation de la température de l'eau et un englacement printanier tardif (Howell et coll., 2009a; Tivy et coll., 2011a; Stroeve et coll., 2014; Parkinson, 2014). Les changements de la couverture de la glace marine sont aussi provoqués par la circulation atmosphérique. La mer de Beaufort était jadis une région où la glace s'épaississait et vieillissait avant d'être transportée vers la mer des Tchouktches et de recirculer dans l'Arctique (Tucker et coll., 2001; Rigor et coll., 2002); toutefois, de nos jours, la région contribue fortement à la perte de glace pluriannuelle dans l'Arctique (Kwok et Cunningham, 2010; Maslanik et coll., 2011; Krishfield et coll., 2014; Galley et coll., 2016). La glace est toujours isolée du bassin Canada (l'un des deux bassins océaniques de l'océan Arctique) et transportée sur la mer de Beaufort pendant les mois d'été, mais cette glace est maintenant plus jeune et plus mince, et elle fond pendant son trajet vers la mer des Tchouktches (Howell et coll., 2016a). L'AAC était aussi une région où la perte de glace pluriannuelle était considérable d'un point de vue historique tout au long de la saison de fonte; or les conditions de la glace pluriannuelle sont devenues plus légères au cours des dernières années (voir la figure 5.7; Howell et coll., 2015).

L'épaisseur de la glace marine dans l'Arctique a diminué au cours des dernières années, phénomène qui est largement associé à la réduction et à l'amincissement de la fraction de la glace pluriannuelle (p. ex. Kwok et Rothrock, 2009; Haas et coll., 2010; Laxon et coll., 2013; Richter-Menge et Farrell, 2013; Kwok et Cunningham, 2015; Tilling et coll., 2015). Ces études indiquent que les diminutions de l'épaisseur sont plus grandes dans la mer de Beaufort que dans la côte de l'AAC qui fait face au nord, qui renferme toujours l'une des glaces marines les plus épaisses dans le monde (Haas et Howell, 2015). Malheureusement, les capteurs spatiaux servant à obtenir des renseignements sur l'épaisseur de la glace recouvrant l'océan Arctique n'offrent pas une résolution spatiale suffisante pour présenter des estimations de l'épaisseur dans les chenaux étroits de l'AAC. Même si quatre lieux seulement présentent des enregistrements stables et que les mesures à divers emplacements peuvent ne pas représenter des conditions représentatives à l'échelle régionale, l'enregistrement sur place, par le Service canadien des glaces, de l'épaisseur de la glace de rive représente l'un des ensembles de données les plus anciens de l'Arctique, s'étendant sur cinq décennies. L'épaisseur maximale de la glace a fortement diminué dans trois lieux de l'AAC (la baie Cambridge, Eureka et Alert), les diminutions allant de 3,6 cm à 5,1 cm (1,7 cm) par décennie de la fin des années 1950 à 2016 (Howell et coll., 2016b). Aucune tendance importante n'a été relevée à Resolute, résultat qui est différent d'une étude réalisée antérieurement par Brown et Cote (1992), qui faisait état d'une importante augmentation de l'épaisseur maximale de la glace à Resolute au cours de la période de 1950 à 1989.

La glace marine qui longe la côte est du Canada est saisonnière, fondant complètement chaque printemps. Un indicateur de changement robuste est la zone de glace marine saisonnière en hiver, que l'on définit comme la moyenne annuelle de janvier à mars. Le taux de diminution entre 1969 et 2016, déterminé d'après les ASCG pour toute la région de la côte est, est de 7,5 % par décennie (statistiquement significatif au niveau de 1 %; il n'y a qu'une possibilité de 1 % que la diminution soit le fruit du hasard; voir la figure 5.10). Ces données sont compatibles avec la série temporelle de données transmises par microondes, qui indique une diminution de 9,5 % par décennie au cours de la période de 1979 à 2015 (Peng et Meier, 2017). Il y a une variabilité régionale dans la région de la côte est, alors que le taux de diminution pour le golfe du Saint-Laurent (8,3 % par décennie) est inférieur à celui des eaux de l'Est de Terre-Neuve-et-Labrador (10,6 % par décennie), tandis que la diminution touchant la partie sud de la mer du Labrador n'est pas statistiquement significative au niveau de 5 % (il y a une possibilité de plus de 5 % que la diminution soit le fruit du hasard; voir la figure 5.10). La couverture de glace est plus importante qu'avant 1995, mais la région a aussi connu des années récentes de glace dense (en 2014 et en 2015). La variabilité de la glace marine dans cette région s'explique en grande partie par la température et par la circulation atmosphérique (c.à.d. les vents) associées à l'oscillation arctique (aussi appelée le mode annulaire du Nord [voir le chapitre 2, encadré 2.5]; Deser et Tang, 2008; Peterson et coll., 2015).

a)



b) Côte Est (-7.6% par décennie)

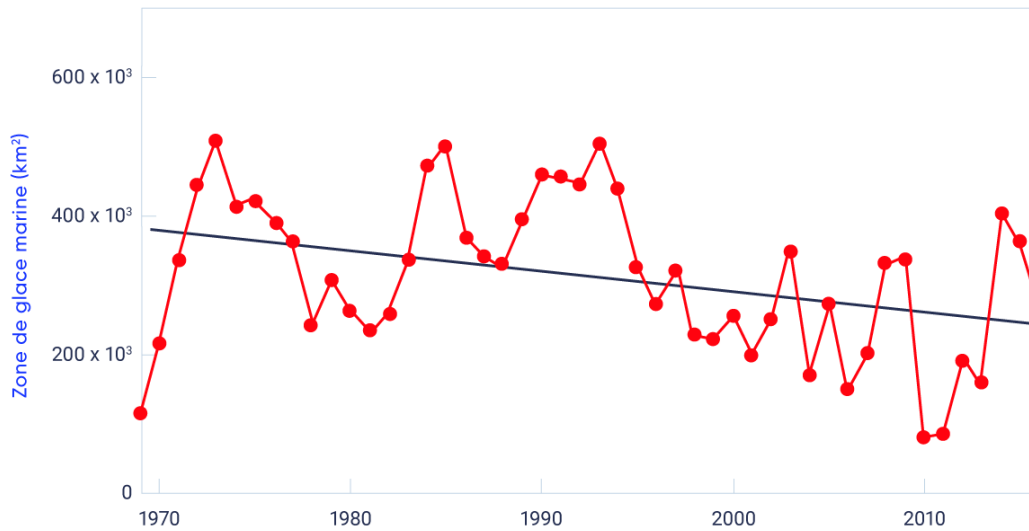


FIGURE 5.10: Tendances de l'étendue de la glace marine de la côte est, de 1969 à 2016

a) Carte des tendances moyennes de janvier à mars de la zone de glace marine pour les sous régions de la côte est et b) série temporelle des tendances moyennes de janvier à mars de la zone de glace marine pour toute la région, de 1969 à 2016.

SOURCE DE LA FIGURE : ARCHIVES DU SERVICE CANADIEN DES GLACES; MUDRYK ET COLL. (2018)

5.3.2: Changements projetés de la glace marine

Les chenaux étroits des eaux de l'Arctique canadien sont mal représentés par la résolution spatiale grossière des modèles climatiques. Même si l'incertitude des projections de modèles est donc plus grande pour l'AAC que pour l'ensemble de l'Arctique, une évaluation de simulations historiques montre que l'ensemble de multiples modèles CMIP5 (voir le chapitre 3, encadré 3.1) offre toujours un fondement quantitatif permettant de projeter les conditions futures de la glace marine (Laliberté et coll., 2016). Selon un scénario d'émissions élevées (RCP8.5), les projections de multiples modèles CMIP-5 indiquent des réductions généralisées de la CGM dans les saisons de la fonte de glace (l'été) et de la formation de glace (l'automne) (Mudryk et coll., 2018; voir la figure 5.4). Pour la côte est, des conditions quasiment exemptes de glace sont projetées durant les mois d'hiver d'ici le milieu du siècle selon un scénario d'émissions élevées (RCP8.5). Ces projections revêtent une certaine incertitude en raison des changements éventuels relatifs au transport de la glace marine de l'Arctique à la côte est (Loder et coll., 2015).

La probabilité et le moment des conditions futures exemptes de glace marine sont sensibles à la définition d'« exempt de glace » (Laliberté et coll., 2016). Lorsque l'on utilise un seuil de superficie de glace de 5 %, il y a une probabilité de 50 % que toutes les régions canadiennes soient exemptes de glace marine en septembre d'ici 2050 selon un scénario d'émissions élevées (RCP8.5; voir la figure 5.11). La probabilité que toutes les régions soient exemptes de glace est semblable pour le mois d'août, mais plus basse pour les mois d'octobre et de novembre. La baie d'Hudson, qui est déjà en grande partie exempte de glace en août et en septembre, a une probabilité élevée d'être exempte de glace durant quatre mois consécutifs (d'août à novembre) d'ici 2050. D'après une définition de 30 % d'étendue de glace, des conditions exemptes de glace plus persistante sont projetées. Il est projeté que la baie de Baffin soit exempte de glace d'août à octobre, et la mer de Beaufort et l'AAC pourraient être exemptes de glace en août et en septembre d'ici 2050.

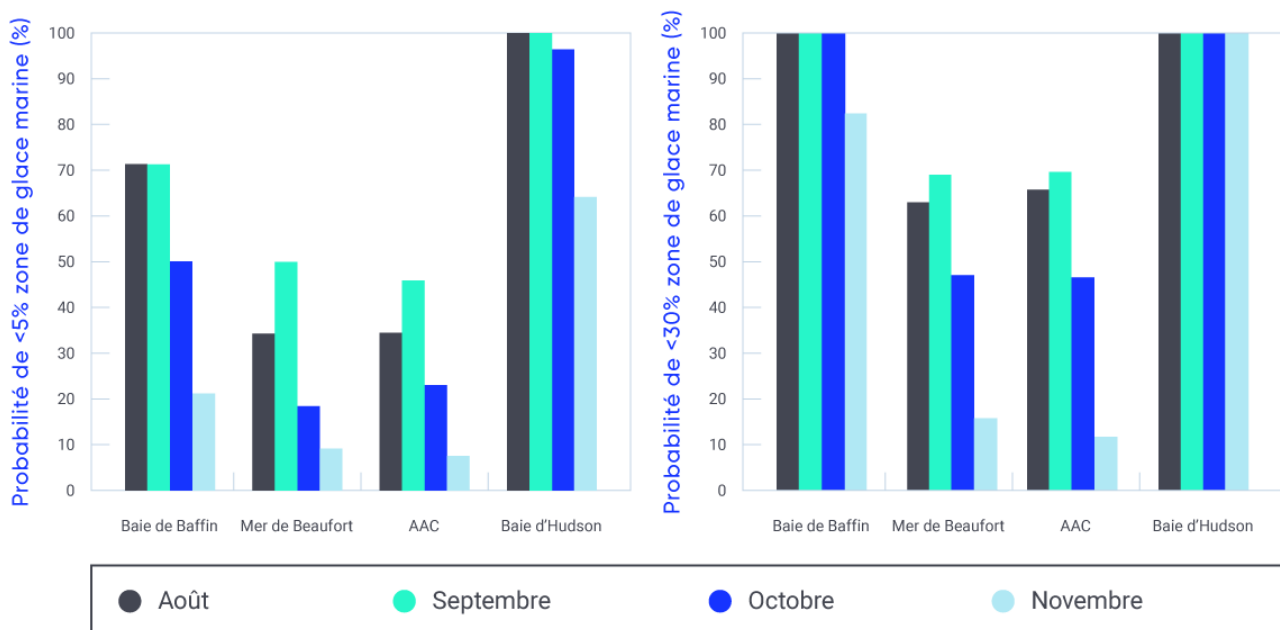


Figure 5.11: Probabilité de conditions exemptes de glace marine d'ici 2050

Probabilité de conditions exemptes de glace d'ici 2050 d'après un scénario d'émissions élevées (RCP8.5) selon la moyenne de multiples modèles du Projet d'intercomparaison de modèles couplés (CMIP5), en utilisant une définition de conditions exemptes de glace de 5 % (gauche) et de 30 % (droite) de zone de glace marine.

SOURCE DE LA FIGURE : MUDRYK ET COLL. (2018)

La probabilité de conditions exemptes de glace en été dans la partie centrale de l'Arctique est reliée à l'ampleur des hausses projetées de la température mondiale. La probabilité de conditions exemptes de glace est beaucoup plus élevée dans le cas d'un réchauffement mondial de 2 °C comparativement à un réchauffement de 1,5 °C (Jahn, 2018; Sigmond et coll., 2018). La région située au nord de l'AAC et du Groenland sera le dernier refuge de la glace marine estivale (y compris la glace pluriannuelle) dans l'Arctique en été (Wang et Overland, 2012; Laliberté et coll., 2016); ainsi, la glace dérivera toujours dans le passage du Nord-Ouest, où elle constituera un danger de navigation pour la navigation maritime, même lorsque l'océan Arctique est exempt de glace en été (voir la FAQ 5.1 : Où se trouvera la dernière étendue de glace marine dans l'Arctique?).

FAQ 5.1: Où se trouvera la dernière zone de glace marine dans l'Arctique?

Réponse brève

La dernière zone de glace marine de l'Arctique durant les mois d'été se situera le long des côtes nord du Groenland et de l'archipel arctique canadien (AAC), ainsi que dans des zones situées entre les îles du nord et l'AAC (figure 5.12), procurant un refuge important aux espèces qui dépendent de la glace marine. Pourvu que la glace marine soit présente dans cette région durant les mois d'été, elle continuera d'être transportée vers le sud jusqu'aux chenaux de navigation maritime de l'AAC, présentant un danger éventuel continu pour la navigation maritime dans cette région, même pendant que la majeure partie de l'Arctique sera exempt de glace marine.

Réponse détaillée

Le déclin de l'étendue de la glace marine en été dans l'Arctique qui est associé aux températures plus chaudes observées constitue peut-être la caractéristique la plus visible des changements climatiques depuis les 30 dernières années ou plus (Comiso, 2012; Fyfe et coll., 2013). La glace marine de l'Arctique est en outre plus mince parce que la glace pluriannuelle plus ancienne et plus épaisse a graduellement été remplacée par de la glace saisonnière plus jeune (Kwok et Cunningham, 2015). Une diminution continue de l'étendue et de l'épaisseur de la glace marine attribuable au réchauffement supplémentaire découlant des émissions de gaz à effet de serre est projetée par les plus récents modèles climatiques de pointe. Il s'en est suivi des questions concernant le moment où l'Arctique deviendra exempt de glace marine durant les mois d'été. Le consensus des modèles climatiques est qu'un Arctique exempt de glace en été pourrait devenir une réalité selon un scénario d'émissions élevées d'ici le milieu du siècle; toutefois, la variabilité régionale est considérable quant au moment des conditions exemptes de glace projetées durant les mois d'été (Laliberté et coll., 2016).

La « dernière étendue de glace » (DEG) désigne les régions de l'Arctique situées immédiatement au nord du Groenland et de l'AAC, de même que les zones situées entre les îles du nord de l'AAC (figure 5.12). Le concept de la DEG est né de simulations de modèles climatiques projetant la glace marine qui sera présente dans la DEG, même lorsque le reste de l'Arctique sera quasiment exempt de glace en septembre (Laliberté et coll., 2016). La glace marine persistera dans la DEG en raison de l'influence de la circulation atmosphérique à grande échelle (comme les vents dominants) sur le mouvement de la glace marine, alors que la haute pression atmosphérique de la mer de Beaufort provoque le mouvement dans le sens antihoraire (anticyclonique) de la glace marine dans le gyre de Beaufort. Par conséquent, la glace marine sur l'océan Arctique converge contre les côtes du nord du Groenland et de l'AAC, créant l'une des glaces marines les plus épaisses dans le monde, certains floes étant d'une épaisseur de plus de 5 m (Kwok and Cunningham, 2015). Cette glace épaisse est plus résistante à la fonte sous l'effet du réchauffement de l'Arctique. Ainsi, en supposant qu'aucun changement de taille ne survienne relativement aux modèles de circulation atmosphérique, la glace marine persistera dans la DEG en été, même pendant que le reste de l'Arctique sera exempt de glace.

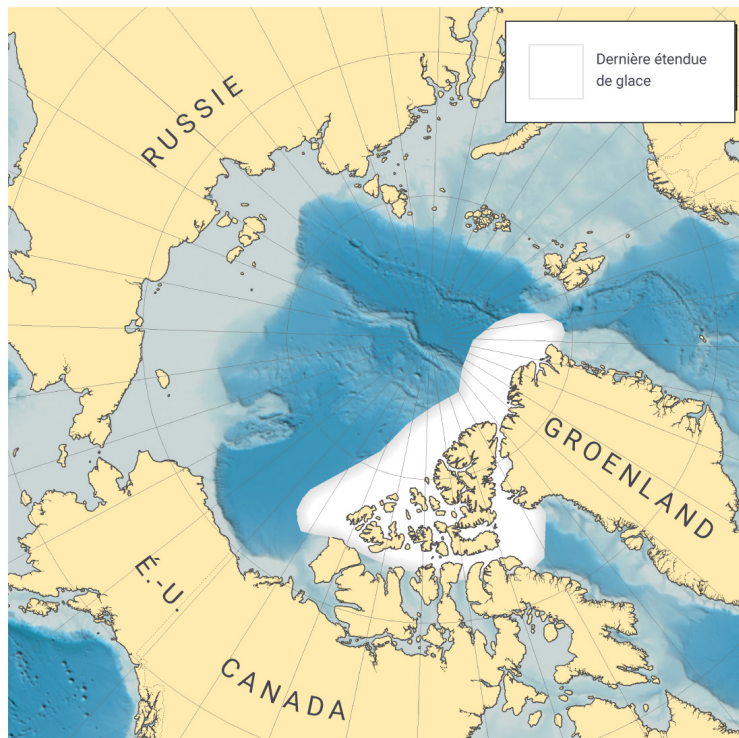


Figure 5.12: Emplacement de la dernière zone de glace

Emplacement approximatif (ombragé de couleur blanche) de la dernière zone de glace marine dans l'Arctique durant les mois d'été.

SOURCE DE LA FIGURE : CARTE DE BASE – [HTTPS://NOAA.MAPS.ARCGIS.COM/HOME/ITEM.HTML?ID=94F14EB0995E4BFC9D-2439FC868345DA](https://noaa.maps.arcgis.com/home/item.html?id=94f14eb0995e4bfc9d-2439fc868345da); ESTIMATION DE LA DERNIÈRE ÉTENDUE DE GLACE – [WWW.WWF.CA/CONSERVATION/ARCTIC/LIA/](http://www.wwf.ca/conservation/arctic/lia/)

L'attention scientifique récente, dans le contexte de l'Accord de Paris aux termes de la Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques, a porté sur la probabilité que l'Arctique devienne exempt de glace marine en été. L'Accord de Paris vise à renforcer l'intervention mondiale face aux changements climatiques en limitant l'augmentation de la température moyenne mondiale à 2 °C au-dessus des niveaux préindustriels, tout en déployant des efforts en vue de limiter encore plus le réchauffement, soit à 1,5 °C. Les simulations des modèles climatiques montrent qu'un Arctique exempt de glace marine deviendra de plus en plus probable alors que la température moyenne mondiale augmentera au-dessus de 1,5 °C et atteindra les 2 °C (p. ex. Jahn, 2018; Sigmond et coll., 2018). Ces études définissent les conditions exemptes de glace marine pour l'Arctique comme un seuil d'étendue de glace marine de 1 million de km²; cette couverture de glace restante se trouvera dans la DEG.

La DEG constituera un refuge important pour les espèces marines qui dépendent de la glace marine pour leur habitat et la chasse, ainsi que pour les collectivités qui dépendent de ces espèces. La persistance de la glace marine dans la DEG a des conséquences pour la navigation maritime dans l'Arctique. Par exemple, même lorsque la majeure partie de l'Arctique sera exempt de glace en été, une épaisse glace pluriannuelle venant de la DEG continuera d'être transportée vers le sud dans les chenaux du passage du Nord-Ouest, présentant un danger pour les navires en transit (Haas et Howell, 2015).

Résumé de la section

Pour résumer, l'environnement de la glace marine dans l'Arctique a profondément changé au cours des dernières décennies (Barber et coll., 2017). La glace marine pérenne qui survit à la fonte estivale est remplacée par une glace marine saisonnière plus mince qui fond en été. La zone de glace marine en été (surtout la glace pluriannuelle) a diminué dans tout l'Arctique canadien dans une proportion de 5 % à 20 % par décennie (de 1968 à 2016, selon la région); la zone de glace marine en hiver a diminué dans l'Est du Canada (de 7,6 % par décennie, de 1969 à 2016). Nous avons un **degré de confiance très élevé** dans ces tendances, qui ont été formulées par des analystes qualifiés d'après des graphiques du Service canadien des glaces qui présentent des renseignements sur la glace marine propres à l'échelle régionale. Il est **très probable** que des réductions continues de la glace marine en été et à l'automne à l'échelle de l'Arctique canadien, et de la glace marine en hiver dans les eaux au large de l'Est du Canada, entraînent des hausses de température selon tous les scénarios d'émissions. La plupart des régions marines de l'Arctique canadien pourraient être exemptes de glace marine durant au moins un mois en été d'ici 2050 (**degré de confiance élevé**), d'après des simulations de modèles CMIP5. Nous avons un **degré de confiance très élevé** dans l'énoncé selon lequel la région située au nord de l'AAC et du Groenland sera la dernière région où une épaisse glace pluriannuelle sera présente dans l'Arctique durant l'été. D'après la compréhension actuelle de la dynamique de la glace marine, fondée sur des observations par satellite, cette glace pluriannuelle continuera de dériver sur les eaux canadiennes.

5.4: Glaciers et calottes glaciaires

Message clé

Les glaciers arctiques et alpins du Canada se sont amincis au cours des cinq dernières décennies en raison de la hausse des températures de surface; les taux de perte de masse sont sans précédent sur une période de plusieurs millénaires (*degré de confiance très élevé*). La perte de masse des glaciers et des calottes glaciaires dans l'Arctique canadien représente le troisième facteur cryosphérique en importance quant à l'incidence sur la hausse mondiale du niveau de la mer (après les Inlandsis du Groenland et de l'Antarctique) (*degré de confiance très élevé*).

Message clé

Selon un scénario d'émissions moyennes, on projette que les glaciers de toute la Cordillère de l'Ouest perdront de 74 % à 96 % de leur volume d'ici la fin du siècle (*degré de confiance élevé*). Un déclin associé de l'écoulement d'eau de fonte glaciaire dans les rivières et les ruisseaux (avec des répercussions sur la disponibilité de l'eau douce) se présentera d'ici le milieu du siècle (*degré de confiance moyen*). La plupart des petites calottes glaciaires et platesformes de glace de l'Arctique canadien disparaîtront d'ici 2100 (*degré de confiance très élevé*).

La masse terrestre du Canada supporte environ 200 000 km² de glace, dont des glaciers et des calottes glaciaires dans l'Ouest du Canada, l'archipel arctique canadien (AAC) et le nord du Labrador (Radic et coll., 2014; Clarke et coll., 2015). Ces glaciers réagissent aux changements climatiques à long terme depuis le Petit Âge glaciaire, de même qu'au rapide réchauffement anthropogénique des dernières décennies. Les plus grandes calottes glaciaires se trouvent sur les îles de la ReineÉlisabeth et sur l'île de Baffin, dans l'Arctique canadien. Puisqu'elles s'écoulent dans l'océan Arctique, ces calottes glaciaires représentent la plus grande contribution éventuelle du territoire canadien aux augmentations du niveau de la mer (Radic et coll., 2014). Les glaciers montagneux de l'Ouest du Canada recouvrent une zone beaucoup plus petite et sont moins susceptibles de toucher le niveau de la mer mondial. Ils constituent toutefois une source importante d'écoulement d'eau de fonte, puisque la fonte de ces glaciers apporte une contribution importante à l'écoulement fluvial en été dans les réseaux fluviaux (Jost et coll., 2012; Naz et coll., 2014; Bash et Marshall, 2014). La perte de glaciers montagneux peut donc influencer sur la quantité d'eau disponible, et sur les périodes où elle l'est, dans des zones en aval qui peuvent s'éloigner loin des régions sources.

Une mesure clé de la santé des glaciers et des calottes glaciaires est le bilan de masse en surface, la différence entre la masse annuelle acquise par l'accumulation de neige et la masse perdue sous l'effet du ruissellement dû à la fonte. Dans l'Arctique canadien, un milieu relativement sec, le bilan de masse en surface est principalement déterminé par la durée et l'intensité de la saison de fonte estivale (Koerner, 2005), tandis que les glaciers des régions plus modérées du Canada sont souvent grandement influencés par les variations de la chute de neige d'une année sur l'autre. Les mesures de télédétection ne peuvent généralement pas servir à estimer directement le bilan de masse, à l'exception des mesures gravimétriques de résolution très grossière venant de la mission GRACE de la NASA (environ 450 km sur 450 km); toutefois, la télédétection fait effectivement apport de renseignements utiles sur l'état de fonte et de gel (Wang et coll., 2005), sur les changements de l'épaisseur de la glace (Gray et coll., 2016; Krabill et coll., 2002; Berthier et coll., 2014) et sur le mouvement des glaciers et le vêlage d'icebergs (Strozzi et coll., 2008; van Wychen et coll., 2016; Gray et coll., 2001). Dans le cas des régions plus vastes, des modèles peuvent servir à estimer le bilan de masse (Lenaerts et coll., 2013; Gardner et coll., 2011). Des enregistrements à long terme des mesures de bilan de masse en surface d'un petit nombre de glaciers canadiens sont disponibles par l'entremise du Service de surveillance mondial des glaciers (<<http://wgms.ch/latest-glacier-mass-balance-data/>>). D'un point de vue logistique, il est difficile d'acquérir des mesures en surface pour déterminer le bilan de masse des glaciers; ainsi, seuls certains glaciers de l'AAC et de la Cordillère de l'Ouest sont surveillés (voir la figure 5.13).

5.4.1: Changements observés des glaciers et des calottes glaciaires

Le réchauffement climatique, combiné avec des périodes de réduction des précipitations dans l'Ouest du Canada, a contribué à un amincissement total de 30 m à 50 m des glaciers de la Cordillère du Sud depuis le début des années 1980 (voir la figure 5.13) (Zemp et coll., 2015). Au milieu des années 1980, les glaciers du parc provincial Garibaldi, dans le sud de la Colombie-Britannique, s'étaient contractés d'une superficie de 208 km² depuis l'étendue maximale de 505 km² du Petit Âge glaciaire, avec un rétrécissement accéléré de 52 km² supplémentaires (ou 7 % du maximum du Petit Âge glaciaire) d'ici 2005 (Koch et coll., 2009). L'étendue des glaciers sur plusieurs sites dans les parties centrales et du sud des Rocheuses canadiennes a diminué d'environ 40 % de 1919 à 2006 (Tennant et coll., 2012). Les glaciers du champ de glace Columbia, dans les Rocheuses canadiennes, ont aussi connu des changements radicaux de 1919 à 2009, perdant 22,5 % de leur superficie totale tout en reculant de plus de 1,1 km en moyenne (Tennant et Menounos, 2013). Des photos aériennes montrent que tous les glaciers de la chaîne Cariboo, en Colombie-Britannique, ont reculé au cours de la période de 1952 à 2005, avec une perte d'étendue de surface d'environ 11 % (Beedle et coll., 2015). Dans l'Est du Canada, les petits glaciers alpins des monts Torngat, au Labrador (voir l'emplacement dans la figure 5.13) ont rapetissé de 27 % entre 1950 et 2005, le taux d'amincissement allant jusqu'à 6 m par année sur les 22 km² de glaciers qui restent dans cette zone (Barrand et coll., 2017).

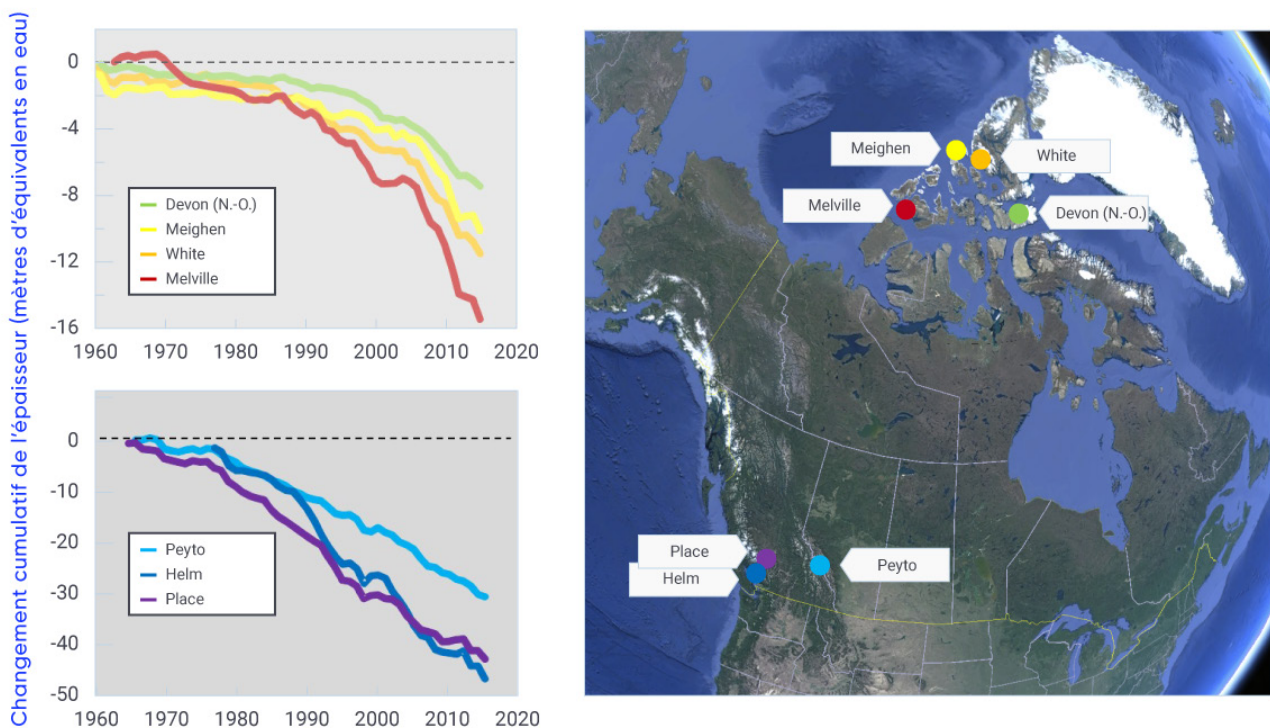


FIGURE 5.13: Changement cumulatif de l'épaisseur sur les sites de surveillance à long terme des glaciers au Canada

Une carte montre l'emplacement des sites de surveillance dans l'archipel arctique canadien et la Cordillère de l'Ouest (image courtoisie de Google Earth). Les graphiques montrent le changement de l'épaisseur cumulative des glaciers de référence dans l'Extrême-Arctique canadien (partie supérieure gauche) et dans la Cordillère de l'Ouest (partie inférieure gauche) depuis le début des années 1960. Notez que les échelles verticales se diffèrent entre les graphiques.

SOURCE DE LA FIGURE : LES DONNÉES SUR LE BILAN DE MASSE POUR DEVON (NORD-OUEST), MEIGHEN, MELVILLE ET TOUS LES SITES DE LA CORDILLÈRE DE L'OUEST VIENNENT DES ARCHIVES DE LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA, ET LES DONNÉES POUR LE GLACIER WHITE ONT ÉTÉ OBTENUES DE L'UNIVERSITÉ TRENT (DE 1960 À 2012; G. COGLEY) ET DE L'UNIVERSITÉ D'OTTAWA (DE 2013 À 2015; L. COPLAND).

Les glaciers et les champs de glace recouvrant environ 10 000 km² du Yukon ont diminué d'une superficie d'environ 22 % entre 1957 et 2007 et se sont amincis de 0,78 m d'équivalent en eau (plage d'incertitude de 90 % allant de 0,44 m à 1,12 m par année), apportant une contribution de 1,12 mm (plage d'incertitude de 90 % allant de 0,63 mm à 1,61 mm) au niveau de la mer mondiale au cours de cette période (Barrand et Sharp, 2010). Le bilan de masse des glaciers, mesuré dans trois sites de surveillance en Alaska (tous dans un rayon de 300 km du champ de glace de Kluane, au Yukon), indique que le bilan de masse des glaciers dans cette région est rapidement passé de positif à négatif à la fin des années 1980 (Wolken et coll., 2017).

La surveillance à long terme des glaciers sur place indique une tendance de perte considérable des glaciers et des calottes glaciaires dans l'AAC à compter du début des années 1990 (voir la figure 5.13). L'accélération de l'amincissement des glaciers dans cette région au milieu des années 2000 coïncidait avec des hausses du réchauffement en été, provoquées par l'advection de masses d'air chaud de l'Arctique en provenance d'altitudes plus au sud (Sharp et coll., 2011; Mortimer et coll., 2016). D'après les mesures par satellite et les modèles de bilan massif en surface, la perte de masse totale des glaciers et des calottes glaciaires dans l'AAC a plus que doublé, passant de 22 gigatonnes (Gt) par année entre 1995 et 2000 (Abdalati et coll., 2004) à 60 Gt par année (plage d'incertitude de 90 % allant de 52 à 66 Gt par année) au cours de la période de 2004 à 2009 (Gardner et coll., 2013), et à 67 Gt par année (plage d'incertitude de 90 % allant de 61 Gt à 73 Gt par année) au cours de la période de 2003 à 2010 (Jacob et coll., 2012), les pertes de masse continuant de s'accroître jusqu'en 2015 (Harig et Simons, 2016). D'après les évaluations les plus récentes du changement relatif régional aux glaciers, la fonte des glaciers dans l'AAC a apporté une contribution de 0,16 mm par année à l'augmentation du niveau de la mer mondiale depuis 1995, représentant 23 % de la contribution des Inlandsis du Groenland et 75 % de l'Inlandsis de l'Antarctique (Gardner et coll., 2013; Shepard et coll., 2012; Sharp et coll., 2016).

La calotte glaciaire de Barnes sur l'île de Baffin, le dernier vestige de l'Inlandsis Laurentides qui recouvrait la majeure partie du Canada pendant la dernière glaciation, a perdu 17 % de sa masse de 1900 à 2010 (Gilbert et coll., 2016). Environ 10 % de l'étendue totale de la glace de l'AAC est composée de petites calottes glaciaires stagnantes (les plus vieilles ont moins de 3 000 ans), situées presque entièrement sous la ligne altimétrique d'équilibre régionale, ce qui veut dire que ces glaces n'ont pas de zone d'accumulation et connaissent un amincissement net sur toute leur étendue pendant la plupart des années. Ces calottes glaciaires se rétrécissent (Serreze et coll., 2017) et se fragmentent rapidement (Burgess, 2017), beaucoup d'elles étant censées disparaître complètement au cours des prochaines décennies. D'un âge semblable aux petites calottes glaciaires, on trouve les plateformes de glace du nord de l'île d'Ellesmere, qui sont composées de glace de glacier flottant et/ou de vieille glace marine très épaisse. La superficie de ces plateformes de glace a diminué d'environ 90 % depuis 1900 (plus de 50 % de cette perte a eu lieu depuis 2003), et les plateformes ne devraient survivre que pendant la prochaine une ou deux décennies à venir (Mueller et coll., 2017).

Comme bien d'autres glaciers du monde, les glaciers du Canada sont en déséquilibre par rapport aux conditions climatiques actuelles et continueront de perdre de leur masse pendant l'avenir prévisible. Le réchauffement estival dans l'Arctique a provoqué la fonte extrême des calottes glaciaires et des glaciers au cours des deux dernières décennies, faisant en sorte que cette région représente le troisième facteur cryosphérique en importance quant à l'incidence sur la hausse mondiale du niveau de la mer (après les Inlandsis du Groenland et de l'Antarctique).

5.4.2: Changements projetés des glaciers et des calottes glaciaires

Les projections des modèles climatiques indiquent que l'Ouest du Canada et des États-Unis mis en ensemble (regroupés dans de nombreuses études en raison de leur domaine montagneux semblable) pourraient perdre environ 85 % (plage d'incertitude de 90 % allant de 74 % à 96 %) du volume de 2006 des glaciers d'ici la fin du siècle selon un scénario d'émissions moyennes (RCP4.5). Selon un scénario d'émissions élevées (RCP8.5), cette perte pourrait être de plus de 95 % (Radic et coll., 2014). Les glaciers des chaînes côtières de l'Ouest du Canada devraient perdre 75 % (plage d'incertitude de 90 % allant de 65 % à 85 %) de leur étendue de glace de 2005 et 70 % (plage d'incertitude de 90 % allant de 60 % à 80 %) de leur volume d'ici 2100 d'après la moyenne de quatre scénarios d'émissions (RCP2.6, 4.5, 6.0, 8.5) (Clarke et coll., 2015). Les glaciers de l'intérieur occidental canadien devraient perdre plus de 90 % de leur volume de 2005 selon tous les scénarios, sauf un scénario de faibles émissions (RCP2.6) (Clarke et coll., 2015). Ces changements, conjointement avec la perte projetée du manteau neigeux alpin, auront une incidence sur les ressources hydriques régionales (Fyfe et coll., 2017; voir le chapitre 6, section 6.2). Les rivières alimentées par les glaciers peuvent connaître des périodes de débit accru en raison des contributions accrues de l'eau de fonte dans un climat en réchauffement; toutefois, cette réaction est limitée, et la perte de masse des glaciers associée au réchauffement devrait entraîner une réduction du débit fluvial en été d'ici le milieu du siècle (Clarke et coll., 2015). Le rythme et le moment de cette transition auront des conséquences importantes pour la qualité et la température de l'eau des ruisseaux et des rivières, ainsi que pour la disponibilité de l'eau pour les usages humains, comme la production d'hydroélectricité et l'agriculture.

D'après les modèles de glace terrestre régionale, on projette que les glaciers et les calottes glaciaires dans l'Arctique canadien perdront 18 % de leur masse totale d'ici 2100 (Radic et coll., 2014; par rapport à une masse de bases de référence estimée par Radic et Hock, 2011) selon un scénario d'émissions moyennes (RCP4.5), ce qui correspond à une augmentation de 35 mm du niveau de la mer mondial (Lenaerts et coll., 2013; Marzeion et coll., 2012). Cette perte de volume de la glace terrestre dans l'Arctique canadien d'ici 2100 apportera une contribution de 41 mm d'équivalent en niveau de la mer (plage d'incertitude de 90 % allant de 26 mm à 56 mm) selon le scénario RCP4.5, et de 57 mm d'équivalent en niveau de la mer (plage d'incertitude de 90 % allant de 39 mm à 75 mm) d'après un scénario d'émissions élevées (RCP8.5) (Radic et coll., 2014). La densification du névé (neige granuleuse partiellement compactée qui se trouve au stade intermédiaire entre la neige et la glace glaciaire) à altitude élevée a fait en sorte de réduire ou d'éliminer la capacité d'emmagasinage intérieur des grandes calottes glaciaires (de plus de 2 000 km²) dans cette région, venant ainsi augmenter la sensibilité de celles-ci au réchauffement futur (Noël et coll., 2018). D'après les scénarios de la perte observée au cours des dernières décennies, bon nombre des petites calottes glaciaires restantes (de moins de 2 000 km²) et des platesformes de glace dans l'Arctique canadien devraient disparaître d'ici 2100.

Résumé de la section

Pour résumer, les glaciers arctiques et alpins du Canada se sont amincis au cours des trois à cinq dernières décennies en raison des températures de surface en hausse (*degré de confiance très élevé*). Même si l'échantillonnage spatial est limité, ces tendances à long terme du changement de l'épaisseur des glaciers ont été mesurées chaque année en suivant des protocoles normalisés, et elles concordent avec l'approche de la télédétection et celle fondée sur des modèles. De multiples évaluations effectuées à l'aide de données de satellite et de modèles montrent que la perte de masse des glaciers et des calottes glaciaires dans l'Arctique canadien représente le premier facteur cryosphérique en importance quant à l'incidence sur la hausse mondiale du niveau de la mer (après les Inlandsis du Groenland et de l'Antarctique; *degré de confiance très élevé*). D'après un modèle de

bilan de masse régional forcé par des scénarios climatiques futurs, les glaciers à l'échelle de la Cordillère de l'Ouest devraient perdre jusqu'à 85 % de leur volume d'ici la fin du siècle (*degré de confiance élevé*). Cela conduira à un déclin de l'écoulement d'eau de fonte glaciaire dans les rivières et les ruisseaux, bien que nous n'ayons qu'un *degré de confiance moyen* dans les répercussions absolues sur la disponibilité de l'eau douce en raison de plusieurs autres facteurs contribuant aux changements projetés du débit fluvial (voir le chapitre 6, section 6.2). D'après les données de sortie de divers modèles indépendants, les glaciers et les calottes glaciaires dans l'Arctique canadien perdront 18 % de leur masse totale d'ici la fin du siècle et continueront donc d'apporter une contribution importante à l'augmentation du niveau de la mer mondiale au-delà de 2100 (*degré de confiance élevé*). Les petites calottes glaciaires et platesformes de glace de l'Arctique canadien rapetissent rapidement. D'après les changements observés au cours des dernières décennies, ainsi que la sensibilité des calottes glaciaires et des platesformes de glace aux hausses de température projetées, on s'attend à ce que la plupart de celles-ci disparaissent bien avant 2100 (*degré de confiance très élevé*).

5.5: Glace des lacs et des rivières

Message clé

La durée de la couverture de glace saisonnière des lacs a diminué dans l'ensemble du Canada au cours des cinq dernières décennies en raison de la formation de glace tardive en automne et de la débâcle printanière précoce (*degré de confiance élevé*). La couverture de glace saisonnière maximale des Grands Lacs varie fortement depuis 1971 (*degré de confiance très élevé*), sans présenter de tendance importante.

Message clé

La débâcle printanière des lacs aura lieu de 10 à 25 jours plus tôt d'ici le milieu du siècle, et l'englacement à l'automne aura lieu de 5 à 15 jours plus tard, selon le scénario d'émissions et les caractéristiques propres au lac, comme la profondeur (*degré de confiance moyen*).

Le Canada est un pays riche en lacs, surtout dans la région du Nord, alors que de 20 % à 25 % environ des basses terres côtières de l'Arctique sont recouvertes de lacs (Duguay et coll., 2003). Par conséquent, le moment de l'englacement et de la débâcle des lacs et des rivières (ce que l'on appelle la phénologie de la glace) et l'épaisseur de la glace constituent des indicateurs importants de variabilité et de changements climatiques. La phénologie de la glace est sensible aux changements de température de l'air, tandis que les changements de l'épaisseur de la glace sont reliés autant aux changements relatifs à la température de l'air ainsi qu'à la chute de neige. En raison des propriétés isolantes de la neige, le moment de l'accumulation de neige sur la nouvelle glace et de l'accumulation saisonnière de neige influence l'épaisseur de la glace. Les enregistrements sur place de la couverture de la glace sont limités dans une grande partie du Canada, étant donné que la surveillance de la glace à la surface n'est pas pratique dans de nombreuses régions. Ainsi, la télédétection par satellite est couramment employée pour surveiller la glace des lacs et des rivières (Howell et coll., 2009).

Les changements relatifs à la phénologie et à l'épaisseur de la glace influencent le rôle que jouent les lacs dans les cycles régionaux de l'énergie et de l'eau (Rouse et coll., 2005). La couverture de la glace a également de puissants effets sur les processus biogéochimiques des lacs dans les régions froides : sur l'île d'Ellesmere, les changements relatifs à la productivité écologique dans les lacs de l'Extrême-Arctique sont principalement déterminés par les variations de la durée de la couverture de la glace (Griffiths et coll., 2017). Les réductions de la couverture de la glace peuvent aussi rendre possibles de plus grandes émissions de méthane (un gaz à effet de serre) par les lacs de l'Arctique (Greene et coll., 2014; Tan et Zhuang, 2015). L'importance de la couverture de la glace pour les écosystèmes ne se limite pas à l'Arctique. Par exemple, la fonte précoce de

la glace des Grands Lacs est reliée à la turbidité et à l'activité des phytoplanctons sous l'effet du brassage accru par le vent (Bai et coll., 2015). Les routes saisonnières traversant les lacs gelés servent de voies d'approvisionnement pour les collectivités éloignées et les mines durant les mois d'hiver, alors que la glace stable des lacs et des rivières est nécessaire aux loisirs et aux déplacements sécuritaires en hiver pour les résidents des collectivités nordiques.

5.5.1: Changements observés de la glace des lacs et des rivières

Des observations de surface montrent que la débâcle de la glace se produit plus tôt, et que l'englacement apparaît plus tard, sur les petits lacs du sud du Québec, de l'Ontario, du Manitoba et de la Saskatchewan (Brown et Duguay, 2010). Une tendance de déclin important de la couverture de la glace maximale annuelle a été observée pour les Grands Lacs laurentiens au cours de la période de 1973 à 2010 (déclin de 71 % pour tous les Grands Lacs laurentiens), les plus grands déclin se produisant sur le lac Ontario (88 %), le lac Supérieur (79 %) et le lac Michigan (77 %) (Wang et coll., 2012). Les années de glace dense de 2014, 2015 et 2018, toutefois, font en sorte qu'il n'y ait pas de tendance enregistrée pour la période complète de 1973-2018 (figure 5.14). La plus grande variation d'une année sur l'autre est associée aux oscillations arctique et nordatlantique (OA, ONA) ainsi qu'à l'El Niño-Oscillation australe (ENSO) (voir le chapitre 2, encadré 2.5). Par exemple, le niveau maximal de la couverture de la glace pendant l'hiver 2011–2012, qui a établi un nouveau record, s'est produit pendant une forte OA/ONA de phase positive et pendant la phase froide de l'ENSO (le phénomène La Niña) (Bai et coll., 2015). La question de savoir si la couverture de la glace variable contribue aux hausses observées de la température de l'eau dans les Grands Lacs laurentiens est une matière à débat. Des constatations récentes donnent à penser que les changements relatifs à la couverture de la glace des lacs en hiver ne jouent qu'un rôle mineur dans la tendance de réchauffement observée (Zhong et coll., 2016), tandis que la durée de la couverture de la glace a été reliée à la température de surface de l'eau en été (surtout dans les zones proches des côtes), où les lacs ont été examinés à une échelle spatiale plus fine (Mason et coll., 2016).

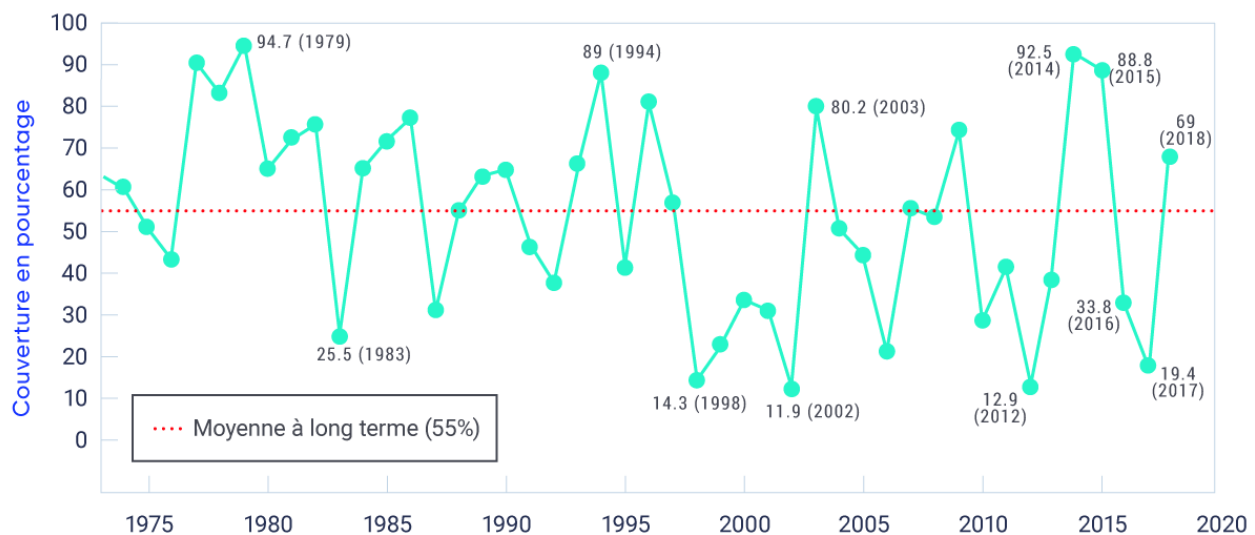


FIGURE 5.14: Couverture de la glace maximale annuelle sur les Grands Lacs laurentiens, de 1973 à 2018

Couverture de la glace maximale annuelle sur les Grands Lacs laurentiens (%) (de 1973 à 2017). La ligne pointillée rouge indique la moyenne à long terme.

SOURCE DE LA FIGURE : NOAA GREAT LAKES ENVIRONMENTAL RESEARCH LABORATORY, [HTTPS://WWW.GLERL.NOAA.GOV/DATA/LCE/](https://www.glerl.noaa.gov/data/lce/)

Les mesures par satellite montrent que les lacs de l'Arctique canadien connaissent aussi une arrivée précoce de la glace minimale (la dernière date de la présence de la couverture de la glace flottante sur la surface des lacs) et que l'eau y est exempte de glace plus tôt (voir la figure 5.15; voir aussi Duguay et coll., 2006; Prowse, 2012; Cooley et Pavelsky, 2016). Ces changements sont compatibles avec une évaluation circumpolaire récente qui montrait qu'environ 80 % des lacs de l'Arctique avaient connu un déclin de la durée de la couverture de la glace de 2002 à 2015 en raison de l'englacement tardif et de la débâcle précoce (Du et coll., 2017). Les résultats du nord de l'Alaska (qui sont probablement semblables à ceux du Nord-ouest du Canada) montrent que la glace des lacs a commencé à s'amincir au cours des dernières décennies (Alexeev et coll., 2016). De 1992 à 2011, le tiers environ des lacs peu profonds, où, d'un point de vue historique, le volume d'eau au complet gelait sur le lit d'ici la fin de l'hiver s'est changé en glace flottante (Arp et coll., 2012; Surdu et coll., 2014). Le lac le plus au nord du Canada, le lac Ward Hunt (situé sur l'île Ward Hunt), avait maintenu une couverture de glace continue à longueur d'année pendant de nombreuses décennies jusqu'aux étés très chauds de 2011 et de 2012, où la couverture de la glace a entièrement fondu (Paquette et coll., 2015). Cette perte de couverture de la glace d'eau douce pluriannuelle s'est produite presque en même temps que la chute de la plateforme de glace de Ward Hunt située à proximité (Mueller et coll., 2009; Veillette et coll., 2010). Une analyse d'une série temporelle sur 15 ans (de 1997 à 2011) d'imagerie radar et d'imagerie spatiale optique présente d'autres preuves selon lesquelles certains des lacs des parties du centre et de l'est de l'Extrême-Arctique canadien sont en période de transition, allant de la couverture de glace continue (à longueur d'année) à la couverture de glace saisonnière (Surdu et coll., 2016).

Il est difficile de présenter une évaluation des changements relatifs à la glace des rivières à l'échelle du Canada, et ce, en raison du peu d'observations existantes et du manque d'évaluations récentes des données disponibles. Il existe des preuves d'une débâcle précoce de la glace des rivières, ce qui va dans le même sens que les hausses de la température de surface (Prowse, 2012). Toutefois, on ne comprend pas entièrement l'incidence qu'auront, sur l'embâcle glaciaire et les inondations, les changements d'origine climatique relatifs à la phénologie et à l'épaisseur de la glace, combinée avec les régimes d'écoulement saisonnier en évolution (voir le chapitre 6, section 6.2) et l'influence des processus hydrauliques (c.à.d. la résistance changeante de la glace) (Beltaos et Prowse, 2009).



Figure 5.15: Changements de la couverture de la glace pour certains lacs de l'Extrême-Arctique canadien, de 1997 à 2011

Nombre de jours plus tôt (nombres négatifs) ou plus tard (nombres positifs) a) de l'apparition de la fonte, b) du niveau minimal de la glace en été et c) de la date à laquelle l'eau est exempte de glace pour certains lacs des parties du centre et de l'est de l'Extrême-Arctique canadien, de 1997 à 2011. Le changement du nombre de jours est déclaré par rapport à la date moyenne de 1997 à 2011 (d'après les observations par télédétection). Les lacs faisant partie de milieux d'oasis polaire (précipitations annuelles relativement élevées) sont représentés par des barres bleues, et les lacs faisant partie de milieux de désert polaire (précipitations annuelles relativement faibles) sont représentés par des barres noires. La ligne pointillée rouge indique le changement moyen de 1997 à 2011.

SOURCE DE LA FIGURE : SURDU ET COLL., 2016

5.5.2: Changements projetés de la glace des lacs et des rivières

Les changements relatifs à la glace des lacs ne peuvent être projetés qu'indirectement, puisque les modèles de lacs ne sont pas intégrés aux modèles climatiques mondiaux et que les lacs individuels ne sont pas résolus spatialement. Lorsqu'ils sont forcés par un climat futur selon un scénario d'émissions moyennes (RCP4.5), les modèles de glace des lacs projettent que la débâcle printanière aura lieu de 10 à 25 jours plus tôt d'ici le milieu du siècle (comparativement à la période de 1961 à 1990) et que l'englacement aura lieu jusqu'à 15 jours plus tard dans l'ensemble du Canada (Brown et Duguay, 2011; Dibike et coll., 2012) (figure 5.16). Cela entraîne une réduction de 15 à 40 jours de la durée de la couverture de la glace dans une grande partie du pays. Des réductions plus extrêmes jusqu'à 60 jours sont projetées dans les régions côtières. L'éventail de changements projetés s'explique par la variabilité régionale des changements relatifs à la température et à la chute de neige, ainsi que par des variables propres aux lacs comme la taille et la profondeur. Les Grands Lacs laurentiens peuvent être résolus par des modèles de lacs si l'on réduit l'échelle des données sur les forçages climatiques. Cette approche a produit des résultats cohérents : la durée de la couverture de la glace est réduite de 25 à 50 jours sur tous les Grands Lacs laurentiens d'ici le milieu du siècle en raison de l'englacement tardif et de la fonte précoce (Gula et Peltier, 2012). L'épaisseur de la glace saisonnière moyenne devrait diminuer de 10 cm à 50 cm d'ici le milieu du siècle, avec une diminution plus marquée dans la partie est de l'Extrême-Arctique canadien (Brown et Duguay, 2011).

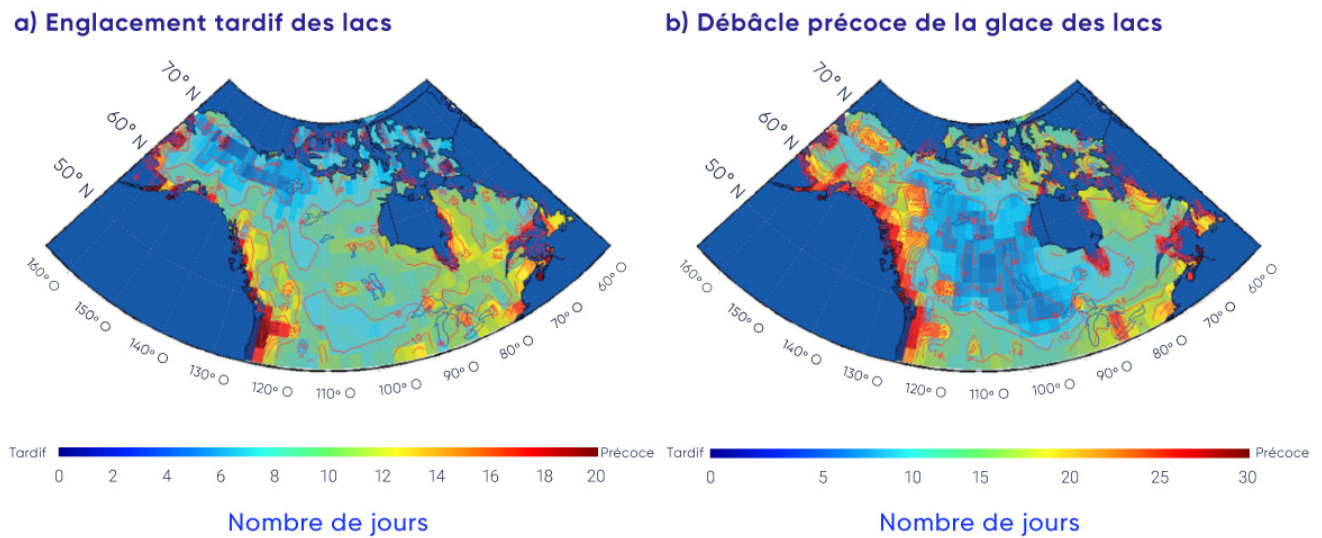


Figure 5.16: Changement projeté des dates d'englacement et de débâcle de la glace pour les lacs canadiens

Changement de la date moyenne (nombre de jours) a) de l'englacement et b) de la débâcle entre les périodes climatiques actuelles (de 1961 à 1990) et futures (de 2041 à 2070) pour un lac hypothétique d'une profondeur de 20 m. Il est à noter que tous les changements surviennent dans la direction positive (englacement tardif et débâcle précoce de la glace). Les simulations ont été effectuées au moyen du Modèle régional canadien du climat (MRC 4.2), selon le scénario d'émissions SRES A2.

SOURCE DE LA FIGURE : DIBIKE ET COLL., 2012

Le réchauffement devrait provoquer une débâcle précoce de la glace des rivières au printemps, et ce, en raison de la force mécanique réduite de la glace et de l'apparition précoce du débit de pointe (Cooley et Pavelsky, 2016). Une débâcle plus fréquente au milieu de l'hiver et des événements d'embâcle associés sont à prévoir (Beltaos et Prowse, 2009), même si les changements projetés des propriétés de la glace des rivières peuvent réduire les obstructions de glace pendant le passage de la crue printanière (le débit accru s'expliquant par la fonte de neige et de glace au printemps) (Prowse et coll., 2010). Une saison de couverture de glace plus courte et une épaisseur plus réduite de la glace peuvent influencer la sécurité alimentaire dans les collectivités nordiques en rendant moins fiables les itinéraires de chasse traditionnels fondés sur la glace et en rendant moins sécuritaires les déplacements sur la glace. La fiabilité et la prévisibilité des chemins de glace à titre de voies d'approvisionnement pour les collectivités et les sites de développement dans le Nord du Canada ne dépendent pas entièrement du climat, puisque ces chemins de glace sont partiellement travaillés chaque saison (c.à.d. que la neige est retirée pour accélérer la croissance de la glace). Cependant, il y a eu des cas où la saison de navigation sur les routes de glace a été gravement limitée en raison du temps inhabituellement doux au début de l'hiver (Sturm et coll., 2016). La durée opérationnelle saisonnière de ces routes de glace devrait diminuer sous l'effet du réchauffement en hiver (Perrin et coll., 2015; Mullan et coll., 2017).

Résumé de la section

Pour résumer, la durée de la couverture saisonnière de la glace sur les lacs est en déclin dans l'ensemble du Canada en raison de la formation de glace tardive en automne et de la débâcle printanière précoce, avec des conséquences pour les services écosystémiques reliés à l'eau douce, le tourisme et les loisirs ainsi que le transport. Même si le réseau de surveillance de surface est limité, nous avons un *degré de confiance élevé* dans cette tendance en raison de la concordance entre les observations par satellite et les simulations historiques des modèles de glace des lacs. Il y a une tendance négative faible quant à la couverture de glace saisonnière maximale des Grands Lacs laurentiens (de 1971 à 2017); l'importante variation d'une année sur l'autre est la caractéristique principale de la série temporelle (*degré de confiance très élevé*). Les changements relatifs à la glace des lacs sont difficiles à projeter, puisque les modèles de lacs ne sont pas intégrés aux modèles climatiques mondiaux et que les lacs individuels ne sont pas résolus spatialement. Les estimations de la phénologie de la glace des lacs sont plutôt tirées de modèles de lacs forcés par les climats futurs projetés. Ces simulations indiquent que la débâcle de la glace des lacs aura lieu de 10 à 25 jours plus tôt d'ici le milieu du siècle, avec un retard de l'englacement automnal de 5 à 15 jours, selon le scénario d'émissions. Même si l'incidence du réchauffement des températures sur la phénologie de la glace est évidente, nous n'avons qu'un *degré de confiance moyen* dans ces projections en raison des nombreuses sources d'incertitude, dont la qualité des projections de la chute de neige, les limites des modèles de glace des lacs et le rôle des caractéristiques propres aux lacs comme la profondeur et la morphologie.

5.6: Pergélisol

Message clé

La température du pergélisol a augmenté au cours des trois et quatre dernières décennies (*degré de confiance très élevé*). Les observations régionales révèlent un taux de réchauffement d'environ 0,1 °C par décennie dans la partie centrale de la vallée du Mackenzie et de 0,3 °C à 0,5 °C par décennie dans l'Extrême-Arctique. L'épaisseur de la couche active a augmenté d'environ 10 % depuis 2000 dans la vallée du Mackenzie. Une formation généralisée de formes de relief thermokarstiques a été observée dans tout le Nord du Canada.

Message clé

Des hausses de la température moyenne de l'air dans les régions pergélisolées sont projetées selon tous les scénarios d'émissions, entraînant un réchauffement continu du pergélisol et un dégel sur de grandes superficies d'ici le milieu du siècle (*degré de confiance élevé*), avec des répercussions sur les infrastructures nordiques et sur le cycle de carbone.

Le pergélisol constitue une composante importante du paysage canadien, soustendant environ 40 % de la masse terrestre et s'étendant sous l'océan dans certaines parties de l'Arctique canadien. Les propriétés du sol (dont le sol minéral profond et les couches de matières organiques, s'il y a lieu), la couverture végétale et l'épaisseur du manteau neigeux qui recouvre le tout (en raison des propriétés isolantes de la neige) exercent une influence importante sur la température du sol, et, donc, sur les caractéristiques du pergélisol. La couche de sol au dessus du pergélisol qui dégèle et gel chaque année est appelée la « couche active ».

Comprendre les conditions actuelles du pergélisol et la façon dont elles peuvent évoluer en réaction aux changements climatiques est essentiel à l'évaluation des répercussions des changements climatiques et à l'élaboration de stratégies d'adaptation dans le Nord du Canada. Les conditions du pergélisol sont reliées à des processus hydrologiques (p. ex. le drainage) et de masse terrestre (p. ex. l'érosion et les mouvements de pente); ainsi, le réchauffement et le dégel au sol peuvent avoir une incidence sur les écosystèmes. Le dégel du pergélisol riche en glace entraîne l'instabilité du sol; si l'on n'en tient pas compte à la phase de conception, cela peut toucher l'intégrité d'infrastructures comme les bâtiments et les bandes d'atterrissage. Les collectivités côtières font face à des défis uniques en raison de processus liés au dégel de l'avant-côte (Ford et coll., 2016). La région nordique circumpolaire du pergélisol conserve des réserves de carbone (d'environ 1 000 pentagrammes [Pg] dans la couche supérieure de 3 m), ce qui est autant que la quantité totale de carbone dans l'atmosphère (Hugelius et coll., 2014; Olofeldt et coll., 2016). Si le pergélisol dégelait, cela pourrait donc libérer une quantité massive de gaz à effet de serre (dioxyde de carbone et méthane) dans l'atmosphère (Romanovsky et coll., 2017a). Les sols nordiques emmagasinent de façon efficiente le mercure, qui est susceptible d'être libéré en cas de dégel du pergélisol (Schuster et coll., 2018). Le dégel du pergélisol peut aussi libérer d'autres composés et matières dissoutes (p. ex. Kokelj et Jorgenson, 2013; Kokelj et coll., 2013), y compris les contaminants associés aux installations de gestion de déchets, qui peuvent dépendre du pergélisol aux fins de limitation (p. ex. Prowse et coll., 2009; Thienpont et coll., 2013).

5.6.1: Changements observés du pergélisol

Les conditions du pergélisol sont difficiles à surveiller parce qu'elles ne peuvent être déterminées directement à l'aide de mesures par satellite. Elles sont en grande partie déterminées par la surveillance sur place, qui entraîne des écarts dans la distribution spatiale des sites de mesure en raison de l'inaccessibilité relative de grandes parties du Nord du Canada et de l'accent mis historiquement sur la surveillance des régions présentant un potentiel de développement d'infrastructures (comme la vallée du Mackenzie Valley; Smith et coll., 2010). Les changements des conditions du pergélisol au cours des dernières décennies peuvent être évalués en suivant les changements de deux indicateurs clés : la température du pergélisol et l'épaisseur de la couche active. La température au sol, mesurée audessous de la profondeur, où elle varie d'une saison à l'autre, représente un bon indicateur des changements climatiques d'une décennie à un siècle, tandis que la couche active réagit aux fluctuations climatiques à court terme (Romanovsky et coll., 2010).

Dans tout le Nord du Canada, la température au sol est mesurée dans des trous de forage, généralement d'une profondeur de jusqu'à 20 m. Certains de ces sites de surveillance sont en activité depuis plus de deux décennies, tandis que de nombreux autres ont été mis en place au cours de l'Année polaire internationale (API, de 2007 à 2009) dans le but d'établir des mesures de référence de la température du pergélisol (Smith et coll., 2010; Derksen et coll., 2012). Une comparaison de données recueillies pendant environ cinq ans après l'établissement de la base de référence de l'API indique que le pergélisol s'est réchauffé sur de nombreux sites de la forêt boréale à la toundra (Smith et coll., 2015a), les plus grands changements touchant le pergélisol plus froid de l'est de l'Arctique et de l'Extrême-Arctique, où les températures ont augmenté de plus de 0,5 °C sur certains sites au cours de cette brève période. La collecte de données continue a fait en sorte de prolonger la série temporelle au-delà de 30 ans pour certains sites, permettant aux chercheurs de situer les changements survenus depuis l'API dans le contexte d'un enregistrement à plus long terme.

La température du pergélisol chaud (de plus de -2 °C) dans les parties du centre et du sud de la vallée du Mackenzie (c.à.d. Norman Wells, Wrigley) a augmenté depuis le milieu des années 1980, mais le rythme d'augmentation de la température est généralement plus bas depuis 2000 – moins de 0,2 °C environ par décennie (voir la figure 5.17 et le tableau 5.1). Le faible taux d'augmentation est observé parce que la température du pergélisol est déjà proche de 0 °C dans cette région; ainsi, l'énergie est dirigée vers la chaleur latente nécessaire pour faire fondre la glace au sol plutôt que de faire hausser davantage la température. Au Yukon, une comparaison de mesures récentes de la température au sol avec celles effectuées à la fin des années 1970 et au début des années 1980 indique un réchauffement semblable d'environ 0,2 °C par décennie (Duguay, 2013; Smith et coll., 2015b). À l'inverse, dans le Nord de la vallée du Mackenzie (les sites désignés Norris Ck et KC-07 dans la figure 5.17 et le tableau 5.1), les augmentations récentes de la température du pergélisol ont été de jusqu'à 0,9 °C par décennie, probablement associées aux augmentations plus marquées de la température de l'air à la surface dans cette région au cours de la dernière décennie, comparativement au sud de la vallée du Mackenzie (Wrigley, Norman Wells dans la figure 5.17; Smith et coll., 2017).

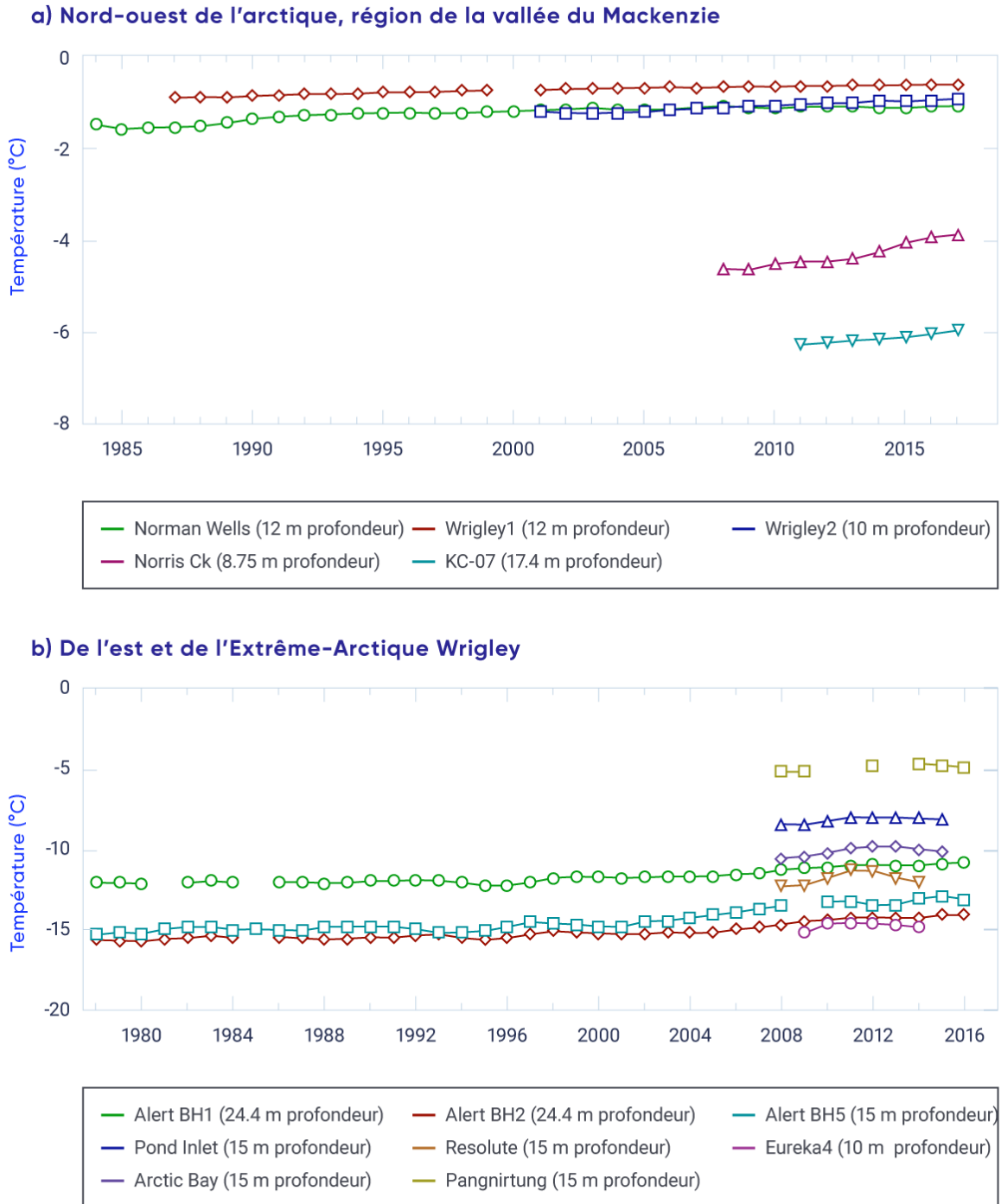


Figure 5.17: Tendances des températures du pergélisol

Tendances observées de la température du pergélisol pour des lieux du nord-ouest de l'Arctique, région de la vallée du Mackenzie (haut) et de l'est et de l'Extrême Arctique (bas). Veuillez noter que l'étendue de la fourchette des y diffère selon les graphiques.

Tableau 5.1: Changements de la température du pergélisol pour certains sites du Nord du Canada

Région	Sites	Hausse par décennie, °C	
		Tous les enregistrements	Depuis 2000
Partie centrale de la vallée du Mackenzie	Norman Wells, Wrigley	Jusqu'à 0,1	< 0,1 to 0,2
Nord de la vallée du Mackenzie	Norris Ck, KC-07	NA	0,5 to 0,9
Île de Baffin	Pond, Arctic Bay, Pangnirtung	NA	0,5 to 0,7
Extrême-Arctique	Resolute, Eureka	NA	0,4 to 0,7
Extrême-Arctique	Alert	0,5 (15 m), 0,3 to 0,4 (24 m)	1,2 (15 m), 0,7 to 0,9 (24 m)
Nord du Québec (Nunavik)	Akulivik, Salluit, Quaqaq, Puvirnituq, Tasiujaq, Umiujaq (11 à 20 m)	0,7 to 1,0	0,5 to 0,9

SOURCE : TERRITOIRES DU NORD-OUEST ET NUNAVUT, DONNÉES MISES À JOUR D'APRÈS ROMANOVSKY ET COLL. (2017B); POUR LE NORD-DU-QUÉBEC, D'APRÈS ALLARD ET COLL. (2016).

Depuis 2000, la température du pergélisol dans l'Arctique a augmenté à un rythme plus élevé que celui observé dans la région subarctique, allant d'une augmentation de 0,7 °C à 0,9 °C à une profondeur de 24 m et de plus de 1,0 °C par décennie à une profondeur de 15 m (voir le tableau 5.1), conformément aux plus grandes augmentations de la température de l'air depuis 2000 (Smith et coll., 2015a). Les courts enregistrements de sites de la région de Baffin indiquent un réchauffement à une profondeur de 10 m à 15 m depuis 2000 (voir la figure 5.17 et le tableau 5.1), mais il y a eu depuis 2012 une baisse de la température du pergélisol (Ednie et Smith, 2015) qui témoigne probablement de la baisse de la température de l'air dans cette région depuis 2010. Dans le Nord-du-Québec, où les mesures sur certains sites ont commencé au début des années 1990, le pergélisol continue de se réchauffer à un rythme de 0,5 °C à 1,0 °C par décennie (Smith et coll., 2010; Allard et coll., 2016). Le pergélisol peut exister à de hautes altitudes dans les lieux plus au sud. L'occurrence la plus au sud de pergélisol au Canada, sur le mont Jacques-Cartier, dans la péninsule de Gaspé, montre une tendance de réchauffement générale à 14 m de profondeur de 0,2 °C par décennie depuis 1977 (Gray et coll., 2017).

Un réseau de tubes de dégel disposés partout dans la vallée du Mackenzie a fourni des renseignements sur les tendances de l'épaisseur de la couche active (ECA) entre 1991 et 2016 (voir la figure 5.18; Smith et coll., 2009). L'ECA affiche une plus grande variabilité d'une année à l'autre que la température au sol plus profonde, présentant des valeurs d'ECA plus élevées au cours d'années extrêmement chaudes comme 1998 (Duchesne et coll., 2015). L'ECA a généralement augmenté entre 1991 et 1998, mais a diminué au cours de la décennie suivante en réaction à la baisse de la température de l'air annuelle dans la région. Depuis 2008, il y a eu une augmentation générale de l'ECA dans la vallée du Mackenzie, avec des valeurs maximales enregistrées en 2012 (Duchesne et coll., 2015; Smith et coll., 2017). Sur les sites où le pergélisol est riche en glace, les augmentations du dégel estival ont été accompagnées d'un important tassement (affaissement) de la surface du sol (Duchesne et coll., 2015).

Un certain nombre d'études récentes fournissent d'autres preuves des conditions changeantes du pergélisol. Les observations du changement du paysage au fil du temps, souvent d'après l'interprétation de photos aériennes ou d'imagerie satellite, ont révélé des régions subissant des processus thermokarstique, comme la formation de lacs et l'effondrement de hauts plateaux et de paises (p. ex. Olefeldt et coll., 2016; Kokelj et Jorgenson, 2013). Au cours des 50 dernières années dans le Nord-du-Québec, il y a eu une perte de monticules de pergélisol, un affaissement des lithalses et des augmentations de la taille des mares thermokarstiques (Bouchard et coll., 2014; Beck et coll., 2015; Jolivel et Allard, 2017), tandis qu'une dégradation des paises a été observée sur les monts Mackenzie des Territoires du Nord-Ouest (Mamet et coll., 2017). Une répétition récente de l'enquête de 1964 sur les conditions du pergélisol sur le corridor de la route de l'Alaska, entre Whitehorse et Fort St. John, a indiqué que le pergélisol persiste dans les sols riches en matières organiques, mais est maintenant absent d'autres sites (James et coll., 2013). Les changements survenus dans la zone des lacs de la plaine Old Crow depuis 1951 ont aussi été reliés aux processus thermokarstiques (Lantz et Turner, 2015). Une intensification récente du glissement sous l'effet du dégel peut aussi être reliée aux changements climatiques, dont des augmentations des précipitations (Kokelj et coll., 2015, 2017a; Segal et coll., 2016; Rudy et coll., 2017). Dans le sud des Territoires du Nord-Ouest, la disparition rapide des forêts a été attribuée au dégel du pergélisol et à l'affaissement du sol (Sniderhan et Baltzer, 2016). L'érosion des côtes de l'Arctique sous forme de glissements rétrogressifs sous l'effet du dégel peut découler d'une combinaison de processus mécaniques (action des vagues) et thermiques (réchauffement du pergélisol), qu'aggrave possiblement la hausse du niveau de la mer (voir le chapitre 7, section 7.5; Ford et coll., 2016; Lamoureux et coll., 2015; Lantuit et Pollard, 2008).

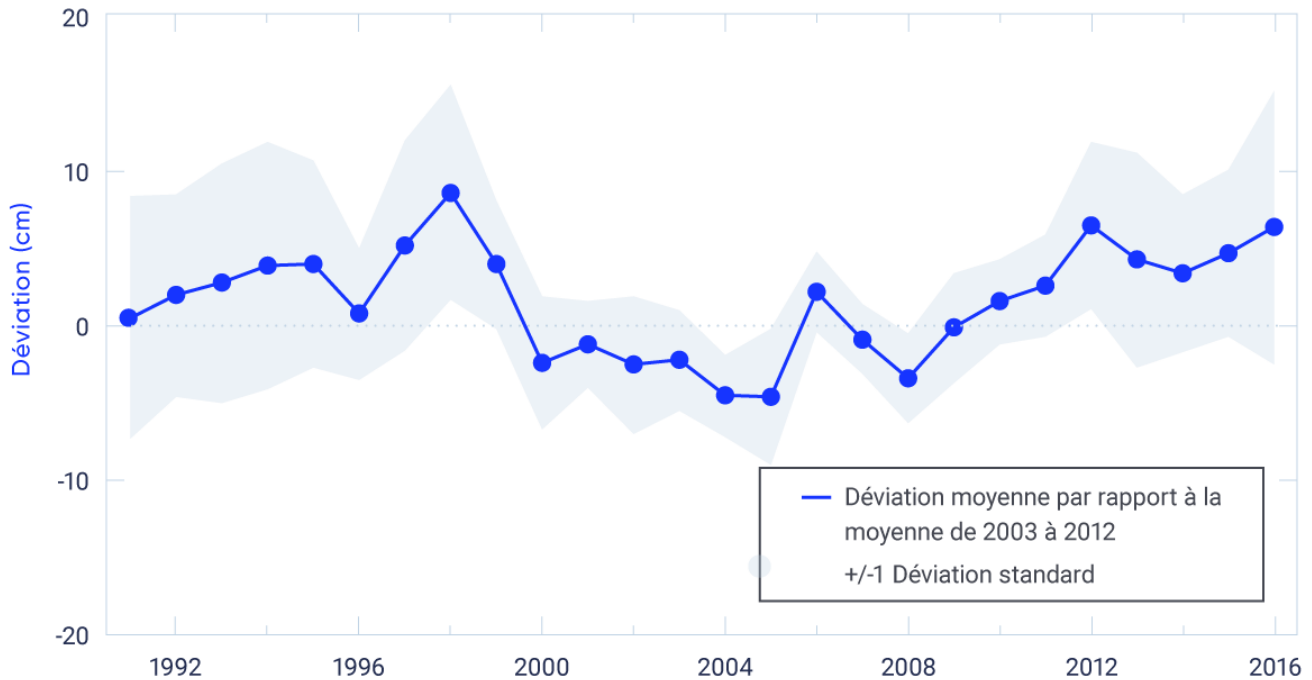


Figure 5.18: Déviations de l'épaisseur de la couche active, vallée du Mackenzie, Territoires du Nord-Ouest, de 1991 à 2016

Déviations de la moyenne de 2003 à 2012 (ligne pleine) de l'épaisseur de la couche active mesurée (et déviation standard, section ombragée) pour 25 sites de tubes de dégel dans la vallée du Mackenzie, Territoires du Nord-Ouest.

SOURCE DE LA FIGURE : DONNÉES MISES À JOUR D'APRÈS DUCHESNE ET COLL., 2015; SMITH ET COLL., 2017

5.6.2: Changements projetés du pergélisol

Les modèles climatiques projettent d'importantes augmentations de la température à la surface moyenne (d'environ 8 °C) dans toutes les régions pergélisolées actuelles d'ici la fin du XXI^e siècle selon un scénario d'émissions élevées (RCP8.5) (Koven et coll., 2013) (voir le chapitre 3, section 3.3.3). Même si ce réchauffement radical touchera sans doute les températures et les conditions du pergélisol (p. ex. Slater et Lawrence, 2013; Guo et Wang, 2016; Chadburn et coll., 2017), il est difficile de projeter les réductions associées de l'étendue du pergélisol d'après des simulations de modèles climatiques en raison de la représentation inadéquate des propriétés du sol (y compris la teneur en glace) et de l'incertitude associée à la compréhension de la réaction du pergélisol profond (qui peut dépasser des centaines de mètres sous la surface). Les simulations fondées sur un modèle tenant compte du pergélisol profond et influencées par des scénarios d'émissions faibles ou moyennes projettent que l'étendue recouverte de pergélisol au Canada diminuera d'environ 16 % à 20 % d'ici 2090 par rapport à la base de référence de 1990 (Zhang et coll., 2008a). Ces diminutions sont moins importantes que les projections d'autres études de modélisation qui n'examinaient que la température au sol près de la surface (Koven et coll., 2013; Slater et Lawrence, 2013). Ces simulations montrent aussi que le dégel du pergélisol se poursuivrait jusqu'à la fin du XXI^e siècle, même si la température de l'air se stabilisait d'ici le milieu du siècle (Zhang et coll., 2008b).

D'autres effets liés au climat viennent aussi influencer la réaction future du pergélisol au réchauffement et compliquer la modélisation des conditions futures (p. ex. Kokelj et coll., 2017b; Romanovsky et coll., 2017a). Par exemple, l'intensification de la chute de pluie semble être fortement reliée au glissement sous l'effet du dégel (Kokelj et coll., 2015). La croissance de nouveaux arbustes sur la toundra peut favoriser l'accumulation de neige et conduire à des conditions du sol plus chaudes en hiver (Lantz et coll., 2013). Le dégel et l'affaissement des plateaux tourbeux et des paises dans les mares adjacentes viennent augmenter la dégradation générale du pergélisol, et les ravines qui se forment en raison de la détérioration des coins de glace peut entraîner une érosion thermique et une détérioration supplémentaire du pergélisol (Mamet et coll., 2017; Beck et coll., 2015; Quinton et Baltzer, 2013; Godin et coll., 2016; Perreault et coll., 2017). Les dommages causés à la végétation et à la couche organique par les feux de friches (qui devraient avoir lieu plus souvent sous l'effet du réchauffement climatique) peuvent conduire au réchauffement du sol, à des augmentations de l'ECA et à la détérioration du pergélisol (Smith et coll., 2015c; Zhang et coll., 2015; Fisher et coll., 2016). De même, la destruction de la végétation et les perturbations de la surface causées par l'activité humaine et la construction d'infrastructures peuvent conduire au réchauffement et au dégel du sol et accroître les effets des changements de la température de l'air dans les milieux pergélisolés (Smith et Riseborough, 2010; Wolfe et coll., 2015).

Résumé de la section

Pour résumer, une grande partie du paysage du Nord du Canada a subi, ou subira bientôt, des changements entraînés par le dégel du pergélisol. La température du pergélisol augmente dans toute la région subarctique et dans tout l'Arctique canadien, et l'ECA a augmenté au cours de la dernière décennie dans la vallée du Mackenzie (*degré de confiance élevé*). Le rythme d'augmentation varie dans et entre les régions en raison de la variabilité des changements de la température à la surface, des propriétés du sol et des conditions de température précédentes. Nous avons un *degré de confiance élevé* dans ces tendances : celles-ci sont tirées de mesures de haute qualité effectuées au moyen de trous de forage (température du pergélisol) et de réseaux de tubes de dégel (ECA), même si les mesures sont spatialement dispersées. Les changements observés de la température du pergélisol et de l'ECA concordent avec les tendances de la température de l'air à la surface régionale, mais d'autres facteurs, comme le manteau neigeux, les changements relatifs à la végétation et la perturbation, peuvent aussi moduler la réaction du pergélisol aux changements climatiques. Un changement continu du paysage dans tout le Nord du Canada qui est associé à l'expansion des masses terrestres thermokarstiques a été relevé d'après les observations à la surface et la télédétection. Nous avons un *degré de confiance moyen* dans l'évaluation des changements thermokarstiques : ceux-ci sont associés à des processus bien compris reliés au dégel de pergélisol riche en glace, mais les taux de changement propres aux régions sont difficiles à déterminer. Les hausses de la température moyenne de l'air dans les régions pergélisolées qui sont projetées selon tous les scénarios d'émissions entraîneront un avertissement de réchauffement et de dégel du pergélisol dans de grandes régions du Canada d'ici le milieu du XXI^e siècle (*degré de confiance élevé*), avec des répercussions sur l'infrastructure nordique et le cycle de carbone. Il s'agit de la réaction prévue du pergélisol à la haute probabilité d'une augmentation de la température à la surface dans toutes les zones terrestres de l'Arctique. D'autres facteurs, comme les changements relatifs au manteau neigeux, à l'humidité de surface et à la perturbation, peuvent aussi influencer les conditions de pergélisol. La confiance dans les changements du pergélisol projetés d'après les simulations de modèles climatiques est touchée par la représentation inadéquate des propriétés du sol (dont la teneur en glace) et les incertitudes associées à la compréhension de la réaction du pergélisol profond.

5.7: Analyse

Cette évaluation des changements observés et projetés pour la cryosphère canadienne montre que la proportion de l'étendue terrestre et marine du Canada qui est recouverte de neige saisonnière, de glace des lacs et des rivières et de glace marine est en baisse au fil du temps; que les glaciers et les calottes glaciaires perdent de leur étendue et de leur masse; et que le pergélisol se réchauffe et dégel. D'autres changements de la cryosphère sont inévitables au cours des décennies à venir, provoqués par la température de l'air en hausse. Ces changements auront de profondes répercussions sur les écosystèmes terrestres, aquatiques et marins, de même que sur de nombreux secteurs de l'économie canadienne. Ces répercussions comprendront des risques pour l'approvisionnement en eau douce, des risques associés aux changements de la masse de neige maximale avant la fonte ainsi qu'au moment de la fonte de neige à l'échelle du pays (Sturm et coll., 2017; Fyfe et coll., 2017), ainsi que des risques découlant de la perte de glaciers dans la chaîne Côtière et les Rocheuses de l'Ouest. Le fait que plus de précipitations tombent sous forme de pluie plutôt que de neige, conjointement avec le dégel printanier anticipé, entraînera un écoulement fluvial précoce, avec des écoulements réduits par la suite à l'été et à l'automne. La détermination du moment probable des conditions exemptes de glace marine en été dans les régions canadiennes (Laliberté et coll., 2016) a des conséquences importantes pour la navigation maritime dans l'Arctique (Pizzolato et coll., 2016). Les conditions de la glace des lacs et des rivières sont importantes pour le transport terrestre dans la région subarctique et dans l'Arctique, autant pour les marchandises transportées au moyen des routes de glace (Sturm et coll., 2016; Furgal et Prowse, 2008) que pour l'accès local à la terre (Tremblay et coll., 2008). Le pergélisol en dégel peut libérer des gaz à effet de serre (Olefeldt et coll., 2016) et des contaminants (Schuster et coll., 2018), tandis que la détérioration du pergélisol a des effets sur les infrastructures nordiques, venant ajouter au coût élevé du développement dans le Nord du Canada (AMAP, 2017b; Pendakur, 2017; Prowse et coll. 2009).

On se fie fortement à la télédétection par satellite pour fournir une série spatialement continue et à long terme de données sur la cryosphère aux fins d'analyse climatique. Même si ces données sont assujetties à certaines limites, il n'y aurait essentiellement aucune capacité de surveillance de la neige et de la glace canadiennes (surtout dans l'Arctique) sans données satellitaires. Les modèles constituent une autre source importante d'information, bien qu'ils soient limités par l'incertitude quant au rendement des modèles et aux données servant à alimenter les modèles. Les changements relatifs au bilan de masse des glaciers et au pergélisol sont déterminés à partir de mesures observées d'un nombre limité de lieux. Même si les mesures individuelles sont de haute qualité, la couverture spatiale et la représentativité sont faibles. Certaines variables sont difficiles à surveiller, quel que soit le moyen. Par exemple, la neige alpine représente un défi unique en ce sens que la résolution grossière des données sur la masse de neige obtenues par satellite et de modèles globaux et que les réseaux limités d'observations de surface ne permettent pas de tenir compte de la variabilité de la couverture terrestre et des fortes déclivités topographiques dans les zones où le terrain est complexe. Il est important de régler ces défis méthodologiques et ces lacunes d'information, possiblement au moyen de simulations de modèles climatiques régionaux (Wrzesien et coll., 2018). En effet, les régions alpines sont extrêmement sensibles aux changements climatiques et ont une forte incidence sur les ressources hydriques (Fyfe et coll., 2017; Berg et Hall, 2017; Sospedra-Alfonso et coll., 2015). Un deuxième exemple est l'épaisseur de la glace marine dans l'Arctique canadien, où les observations de surface sont rares et les données satellitaires actuelles ne peuvent donner d'estimations dans les chenaux et les cours d'eau étroits de l'AAC. La profondeur de la neige influe sur l'épaisseur que la glace peut avoir, mais les mesures se limitent actuellement à des levés aériens, avec un échantillonnage limité au cours de périodes et sur des étendues géographiques en particulier.

Des études de détection et d'attribution montrent que les changements climatiques provoqués par l'activité humaine ont entraîné des changements observés à la cryosphère. Il s'agit entre autres du déclin du manteau neigeux au printemps dans



l'hémisphère Nord (Najafi et coll., 2016), de la perte de glace marine en été dans l'Arctique (Min et coll., 2008; Kirchmeier-Young et coll., 2017) et des déclins du bilan de masse de la glace terrestre (Marzeion et coll., 2014).

Les changements projetés de la cryosphère sont étroitement reliés à au réchauffement futur (Thackeray et coll., 2016; Mudryk et coll., 2017; Notz et Stroeve, 2016). Même si des hausses de température soutenues sont *très probables*, il y aura une variabilité naturelle à l'échelle décennale. Cela indique que l'influence de la variabilité naturelle du climat sur les tendances de la température de l'air fera moduler la réaction des composantes de la cryosphère dans des régions différentes du Canada au cours des prochaines décennies. Indépendamment de cette variabilité naturelle à l'échelle décennale, les deux messages clés tirés de cette évaluation intégrée des observations historiques et des projections de modèles climatiques pour la cryosphère canadienne sont clairs. La proportion des zones terrestres et marines du Canada qui sont recouvertes de neige et de glace a diminué, et la température du pergélisol est en hausse. Il est quasiment certain que ces changements observés de la cryosphère se poursuivent au cours du siècle à venir en réaction aux hausses à long terme de la température de l'air à la surface selon tous les scénarios d'émissions.

Références

Abdalati, W., Krabill, W., Frederick, E., Manizade, S., Martin, C., Sonntag, J., Swift, R., Thomas, R., Yungel, J. et Koerner, R. « Elevation changes of ice caps in the Canadian Arctic Archipelago », *Journal of Geophysical Research*, vol. 109, 2004. doi:10.1029/2003JF000045

Agnew, T. et Howell, S. « The use of operational ice charts for evaluating passive microwave ice concentration data », *Atmosphere-Ocean*, vol. 41, 2003, pp. 317–331. doi:10.3137/ao.410405

Alexeev, V., Arp, C., Jones, B. et Cai, L. « Arctic sea ice decline contributes to thinning lake ice trend in northern Alaska », *Environmental Research Letters*, vol. 11, 2016. doi:10.1088/1748-9326/11/7/074022

Allard, M., Sarrazin, D. et L'Hérault, E. « Températures du sol dans des forages et près de la surface dans le nord-est du Canada, v. 1.4 (1988-2016) », *Nordicana D8*, 2016. doi:10.5885/45291SL-34F28A9491014AFD

AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme) « Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA) 2017 », Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norvège, 2017a, xiv + 269 p.

AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme) « Adaptation Actions for a Changing Arctic: Perspectives from the Bering-Chukchi-Beaufort Region », Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norvège, 2017b xiv + 255 p.

Arp, C., Jones, B., Lu, Z. et Whitman, M. « Shifting balance of thermokarst lake ice regimes across the Arctic Coastal Plain of northern Alaska », *Geophysical Research Letters*, vol. 39, 2012, pp. 1–5. doi:10.1029/2012GL052518

Babb, D., Galley, R., Barber, D. et Rysgaard, S. « Physical processes contributing to an ice free Beaufort Sea during September 2012 », *Journal of Geophysical Research*, vol. 121, 2016, pp. 267–283. doi:10.1002/2015JC010756

Bai, X., Wang, J., Austin, J., Schwab, D., Assel, R., Clites, A., Bratton, J., Colton, M., Lenters, J., Lofgren, B., Wohlleben, T., Helfrich, S., Vanderploeg, H., Luo, I. et Leshkevich, G. « A record-breaking low ice cover over the Great Lakes during winter 2011/2012: Combined effects of a strong positive NAO and La Nina », *Climate Dynamics*, vol. 44, 2015, pp. 1187–1213. doi:10.1007/s00382-014-2225-2

Barber, D.G., Meier, W.N., Gerland, S., Mundy, C.J., Holland, M., Kern, S., Li, Z., Michel, C., Perovich, D.K., Tamura, T., Berge, J., Bowman, J., Christiansen, J.S., Ehn, J.K., Ferguson, S., Granskog, M.A., Kikuchi, T., Kuosa, H., Light, B., Lundholm, N., Melnikov, I.A., Polashenski, C., Smedsrud, L.H., Spreen, G., Tschudi, M., Vihma, T., Webster, M. et Zhang, L. « Arctic Sea Ice », dans *Snow Water Ice and Permafrost*, dans *the Arctic (SWIPA) 2017 Assessment*, Arctic Monitoring and Assessment Programme, Oslo, Norvège, 2017, pp. 103–136.

Barrand, N. et Sharp, M. « Sustained rapid shrinkage of Yukon glaciers since the 1957/58 International Geophysical Year », *Geophysical Research Letters*, vol. 37, 2010. doi:10.1029/2009GL042030

Barrand, N., Way, R., Bell, T. et Sharp, M. « Recent changes in area and thickness of Torngat Mountain glaciers (northern Labrador, Canada) », *The Cryosphere*, vol. 11, 2017, pp. 157–168. doi:10.5194/tc-11-157-2017

Bash, E. et Marshall, S. « Estimation of glacial melt contributions to the Bow River, Alberta, Canada, using a radiation-temperature melt model », *Annals of Glaciology*, vol. 55, n° 66, 2014, pp. 138–152. doi:10.3189/2014AoG66A226

Beck, I., Ludwig, R., Bernier, M., Levesque, E. et Boike, J. « Assessing permafrost degradation and land cover changes (1986–2009) using remote sensing data over Umiujaq, sub-Arctic Québec », *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 26, 2015, pp. 129–141. doi:10.1002/ppp.1839

Beedle, M., Menounos, B. et Wheate, R. « Glacier change in the Cariboo Mountains, British Columbia, Canada (1952–2005) », *The Cryosphere*, vol. 9, 2015, pp. 65–80. doi:10.5194/tc-9-65-2015

Beltaos, S. et Prowse, T. « River-ice hydrology in a shrinking cryosphere », *Hydrological Processes*, vol. 23, 2009, pp. 122–144. doi:10.1002/hyp.7165

Berg, N. et Hall, A. « Anthropogenic warming impacts on California snowpack during drought », *Geophysical Research Letters*, vol. 44, 2017, pp. 2511–2518. doi:10.1002/2016GL072104

Berthier, E., Vincent, C., Magnússon, E., Gunnlaugsson, Á., Pitte, P., Le Meur, E., Masiokas, M., Ruiz, L., Pálsson, F., Belart, J. et Wagnon, P. « Glacier topography and elevation changes derived from Pléiades sub-meter stereo images », *The Cryosphere*, vol. 8, 2014, pp. 2275–2291. doi:10.5194/tc-8-2275-2014

Bouchard, F., Francus, P., Pientz, R., Laurion, I. et Feyte, S. « Subarctic thermokarst ponds: Investigating recent landscape evolution and sediment dynamics in thawed permafrost of northern Québec (Canada) », *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, vol. 46, 2014, pp. 251–271. doi:10.1657/1938-4246-46.1.251

Brown, R. et Braaten, R. « Spatial and temporal variability of Canadian monthly snow depths, 1946–1995 », *Atmosphere-Ocean*, vol. 36, 1998, pp. 37–45. doi:10.1080/07055900.1998.9649605

Brown, R. et Cote, P. « Interannual variability of landfast ice thickness in the Canadian high Arctic, 1950–89 », *Arctic*, vol. 45, 1992, pp. 273–284.

Brown, L. et Duguay, C. « The response and role of ice cover in lake-climate interactions », *Progress in Physical Geography*, vol. 34, 2010. doi:10.1177/0309133310375653

Brown, L. et Duguay, C. « The fate of lake ice in the North American Arctic », *The Cryosphere*, vol. 5, 2011, pp. 869–892. doi:10.5194/tc-5-869-2011

Brown, R. et Mote, P. « The response of Northern Hemisphere snow cover to a changing climate », *Journal of Climate*, vol. 22, 2009, pp. 2124–2145. doi:10.1175/2008JCLI2665.1

Brown, R., Barrette, C., Brown, L., Chaumont, D., Grenier, P., Howell, S. et Sharp, M. « Climate variability, trends and projected change », dans *From Science to Policy in the Eastern Canadian Arctic: An Integrated Regional*

Impact Study (IRIS) of Climate Change and Modernization, T. Bell et T.M. Brown (éd.), ArcticNet, Québec, Québec, 2018, pp. 57–93.

Brown, R., Schuler, D., Bulygina, O., Derksen, C., Luoju, K., Mudryk, L., Wang, L. et Yang, D. « Arctic terrestrial snow », dans *Snow Water Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA) 2017 Assessment*, Arctic Monitoring and Assessment Programme, Oslo, Norvège, 2017, pp. 40.

Brutel-Vuilmet, C., Ménégoz, M. et Krinner, G. « An analysis of present and future seasonal Northern Hemisphere land snow cover simulated by CMIP5 coupled climate models », *The Cryosphere*, vol. 7, 2013, pp. 67–80. doi:10.5194/tc-7-67-2013

Burgess, D. « Mass balance of ice caps in the Queen Elizabeth Islands: 2014–2015 », La commission géologique du Canada, Dossier public 8223, 2017, pp. 36. doi:10.4095/300231

Bush, E., Loder, J., James, T., Mortsch, L. et Cohen, S. « Un aperçu des changements climatiques au Canada », dans *Vivre avec les changements climatiques au Canada: perspectives des secteurs relatives aux impacts et à l'adaptation*, F.J. Warren et D.S. Lemmen (éd.), gouvernement du Canada, Ottawa, Ontario, 2014, pp. 23–64.

Chadburn, S., Burke, E., Cox, P., Friedlingstein, P., Hugelius, G. et Westermann, S. « An observation-based constraint on permafrost loss as a function of global warming », *Nature Climate Change*, vol. 7, 2017, pp. 40–44. doi:10.1038/NCLIMATE3262

Clarke, G., Jarosch, A., Anslow, F., Radić, V. et Menounos, B. « Projected deglaciation of western Canada in the in the 21st century », *Nature Geoscience*, vol. 8, 2015, pp. 372–377. doi:10.1038/NGEO2407

Comiso, J. « Large decadal decline of the Arctic multiyear ice cover », *Journal of Climate*, vol. 25, 2012, pp. 1176–1193. doi:10.1175/JCLI-D-1100113.1

Cooley, S. et Pavelsky, T. « Spatial and temporal patterns in Arctic river ice breakup revealed by automated ice detection from MODIS imagery », *Remote Sensing of Environment*, vol. 175, 2016, pp. 310–322. doi:10.1016/j.rse.2016.01.004

Dawson, J., Pizzolato, L., Howell, S., Copland L. et Johnston, M. « Temporal and spatial patterns of ship traffic in the Canadian Arctic from 1990 to 2015 », *Arctic*, vol. 71, n° 7, 2018, pp. 15–26. doi:10.14430/arctic4698

Derksen, C. et Brown, R. « Spring snow cover extent reductions in the 2008–2012 period exceeding climate model projections », *Geophysical Research Letters*, vol. 39, 2012. doi:10.1029/2012GL053387

Derksen, C., Brown, R., Mudryk, L. et Luoju, K. « Terrestrial Snow (Arctic) », dans *State of the Climate in 2015*, Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 97, 2016, S145–S147.

Derksen, C., Smith, S., Sharp, M., Brown, L., Howell, S., Copland, L., Mueller, D., Gauthier, Y., Fletcher, C., Tivy, A., Bernier, M., Bourgeois J., Brown, R., Burn, C., Duguay, C., Kushner, P., Langlois, A., Lewkowicz, A., Royer, A. et Walker, A. « Variability and change in the Canadian Cryosphere », *Climatic Change*, vol. 115, 2012, pp. 59–88. doi:10.1007/s10584-012-0470-0

Deser, C. et Teng, H. « Evolution of Arctic sea ice concentration trends and the role of atmospheric circulation forcing, 1979–2007 », *Geophysical Research Letters*, vol. 35, 2008. doi:10.1029/2007GL032023

Dibike, Y., Prowse, T., Bonsal, B., de Rham, L. et Saloranta, T. « Simulation of North American lake-ice cover characteristics under contemporary and future climate conditions », *International Journal of Climatology*, vol. 32, 2012, pp. 695–709. doi:10.1002/joc.2300

Du, J., Kimball, J., Duguay, C., Kim, Y. et Watts, J. « Satellite microwave assessment of Northern Hemisphere lake ice phenology from 2002 to 2015 », *The Cryosphere*, vol. 11, 2017, pp. 47–63. doi:10.5194/tc-11-47-2017

Duchesne, C., Smith, S., Ednie, M. et Bonnaventure, P. « Active layer variability and change in the Mackenzie Valley, Northwest Territories », dans *GEOQuébec 2015*, Procédure, 68ième Conférence Canadienne de Géotechnique et 7ème Conférence Canadienne sur le Pergélisol, Québec, Québec, 2015.

Duguay, M. « Permafrost changes along the Alaska Highway Corridor, Southern Yukon, from ground temperature measurements and DC electrical resistivity tomography », Thèse de maîtrise, Université d'Ottawa, Ottawa, Ontario, 2013. doi:10.20381/ruor-3084

Duguay, C., Flato, G., Jeffries, M., Menard, P., Morris, K. et Rouse, W. « Ice-cover variability on shallow lakes at high latitudes: Model simulations and observations », *Hydrological Processes*, vol. 17, 2003, pp. 3465–3483. doi:10.1002/hyp.1394

Duguay, C., Prowse, T., Bonsal, B., Brown, R. Lacroix, M. et Ménard, P. « Recent trends in Canadian lake ice cover », *Hydrological Processes*, vol. 20, 2006, pp. 781-801. doi:10.1002/hyp.6131

Ednie, M. et Smith, S. « Permafrost temperature data 2008–2014 from community-based monitoring sites in Nunavut », La commission géologique du Canada, Dossier public 7784, 2015. doi:10.4095/296705

Fisher, J., Estop-Aragones, C., Thierry, A., Charman, D., Wolfe S., Hartley I., Murton, J., Williams, M. et Phoenix, G. « The influence of vegetation and soil characteristics on active-layer thickness of permafrost soils in boreal forest » *Global Change Biology*, vol. 22, 2016, pp. 3127–3140. doi:10.1111/gcb.13248

Ford, J., Bell, T. et Couture, N. « Perspectives relatives à la région de la côte nord du Canada », dans *Le littoral maritime du Canada face à l'évolution du climat*, D.S Lemmen, F.J. Warren, T.S. James et C.S.L. Mercer Clarke (éd.), Gouvernement du Canada, Ottawa, Ontario, 2016, pp. 153–206.

Furgal, C. et Prowse, T. « Nord du Canada », dans *Vivre avec les changements climatiques au Canada 2007*, D.S. Lemmen, F.J. Warren, J. Lacroix et E. Bush (éd.), Gouvernement du Canada, Ottawa, Ontario, 2008, pp. 57–118.

Fyfe, J., Derksen, C., Mudryk, L., Flato, G., Santer, B., Swart, N., Molotch, N., Zhang, X., Wan, H., Arora, V., Scinocca, J. et Jiao, Y. « Large near-term projected snowpack loss over the western United States », *Nature Communications*, vol. 8, 2017. doi:10.1038/NCOMMS14996

Fyfe, J.C., von Salzen, K., Gillett, N.P., Aurora, V.K., Flato, G.F et McConnell, J.R. « One hundred years of Arctic surface temperature variation due to anthropogenic influence », *Scientific Reports*, vol. 3, article 2645, 2013. doi:10.1038/srep02645.

Galley, R., Babb, D., Ogi, M., Else, B., Geilfus, N.-X., Crabeck, O., Barber, D. et Rysgaard, S. « Replacement of multiyear sea ice and changes in the open water season duration in the Beaufort Sea since 2004 », *Journal of Geophysical Research*, vol. 121, 2016, pp. 1806–1823. doi:10.1002/2015JC011583

Gardner, A., Moholdt, G., Cogley, J., Wouters, B., Arendt, A., Wahr, J., Berthier, E., Hock, R., Pfeffer, W., Kaser, G., Ligtenberg, S., Bolch, T., Sharp, M., Hagen, J., Van Den Broeke, M. et Paul, F. « A reconciled estimate of glacier contributions to sea level rise: 2003 to 2009 », *Science*, vol. 340, 2013, pp. 852–857. doi:10.1126/science.1234532

Gardner, A., Moholdt, G., Wouters, B., Wolken, G., Burgess, D., Sharp, M., Cogley, G., Braun, C. et Labine, C. « Sharply increased mass loss from glaciers and ice caps in the Canadian Arctic Archipelago », *Nature*, vol. 473, 2011, pp. 357–360. doi:10.1038/nature10089

Gilbert, A., Flowers, G., Miller, G., Rabus, B., van Wychen, W., Gardner, A. et Copland, L. « Sensitivity of Barnes Ice Cap, Baffin Island, Canada, to climate state and internal dynamics », *Journal of Geophysical Research*, vol. 121, 2016, pp. 1516–1539. doi:10.1002/2016JF003839

Gillett, N., Stone, D., Stott, P., Nozawa, T., Karpechko, A., Hegerl, G., Wehner, M. et Jones, P. « Attribution of polar warming to human influence », *Nature Geoscience*, vol. 1, 2008, pp. 750–754. doi:10.1038/ngeo338

Godin, E., Fortier, D. et Levesque, E. « Nonlinear thermal and moisture response of ice-wedge polygons to permafrost disturbance increases heterogeneity of high Arctic wetland », *Biogeosciences*, vol. 13, 2016, pp. 1439–1452. doi:10.5194/bg-13-1439-2016

Gray, J., Davense, G., Fortier D. et Godin, E. « The thermal regime of mountain permafrost at the summit of Mont Jacques-Cartier in the Gaspé Peninsula, Québec, Canada: A 37 year record of fluctuations showing an overall warming trend », *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 28, 2017, pp. 266–274. doi:10.1002/ppp.1903

Gray, L., Burgess, D., Copland, L., Dunse, T., Langley, K. et Schuler, T. « Cryosat delivers monthly and inter-annual surface elevation change for Arctic ice caps », *The Cryosphere*, vol. 9, 2016, pp. 1895–1913. doi:10.5194/tc-9-1895-2015

Gray, L., Short, N., Mattar, K. et Jezek, K. « Velocities and flux of the Filchner Ice Shelf and its tributaries determined from speckle tracking interferometry », *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 27, 2001, pp. 193–206. doi:10.1080/07038992.2001.10854936

Greene, S., Walter Anthony, K., Archer, D., Sepulveda-Jauregui, A. et Martinez-Cruz, K. « Modeling the impediment of methane ebullition bubbles by seasonal lake ice », *Biogeosciences*, vol. 11, 2014, pp. 6791–6811. doi:10.5194/bg-11-6791-2014

Griffiths, K., Michelutti, N., Sugar, M., Douglas M. et Smol, J. « Ice-cover is the principal driver of ecological change in High Arctic lakes and ponds », *PLoS ONE*, vol. 12, 2017. doi:10.1371/journal.pone.0172989

Gula, J. et Peltier, W. « Dynamical downscaling over the Great Lakes basin of North America using the WRF regional climate model: the impact of the Great Lakes system on regional greenhouse warming », *Journal of Climate*, vol. 25, 2012, pp. 7723–7742. doi:10.1175/JCLI-D-00388.1

Guo, D. et Wang, H. « CMIP5 permafrost degradation projection: A comparison among different regions », *Journal of Geophysical Research*, vol. 121, 2016, pp. 4499–4517. doi:10.1002/2015JD024108

Haas, C. et Howell, S. « Ice thickness in the Northwest Passage », *Geophysical Research Letters*, vol. 42, 2015, pp. 7673–7680. doi:10.1002/2015GL065704

Haas, C., Hendricks, S., Eicken, H. et Herber, A. « Synoptic airborne thickness surveys reveal state of Arctic sea ice cover », *Geophysical Research Letters*, vol. 37, n° 9, 2010. doi:10.1029/2010GL042652

Harig, C. et Simons, F. « Ice mass loss in Greenland, the Gulf of Alaska, and the Canadian Archipelago: Seasonal cycles and decadal trends », *Geophysical Research Letters*, vol. 43, 2016. doi:10.1002/2016GL067759

Hernández-Henríquez, M., Déry, S. et Derksen, C. « Polar amplification and elevation-dependence in trends of Northern Hemisphere snow cover extent, 1971–2014 », *Environmental Research Letters*, vol. 10, 2015. doi:10.1088/1748-9326/10/4/044010

Hochheim, K. et Barber, D. « An update on the ice climatology of the Hudson Bay system », *Arctic Antarctic and Alpine Research*, vol. 46, 2014, pp. 66–83. doi:10.1657/1938-4246-46.1.66

Howell, S., Brady, M., Derksen, C. et Kelly, R. « Recent changes in sea ice area flux through the Beaufort Sea during the summer », *Journal of Geophysical Research*, vol. 121, 2016a, pp. 2659–2672. doi:10.1002/2015JC011464

Howell, S., Brown, L., Kang, K. et Duguay, C. (2009): « Variability in ice phenology on Great Bear Lake and Great Slave Lake, Northwest Territories Canada, from SeaWinds/QuikSCAT: 2000–2006 », *Remote Sensing of Environment*, vol. 113, 2009, pp. 813–834. doi:10.1016/j.rse.2008.12.007

Howell, S., Derksen, C., Pizzolato, L. et Brady, M. « Multiyear ice replenishment in the Canadian Arctic Archipelago: 1997–2013 », *Journal of Geophysical Research*, vol. 120, 2015, pp. 1623–1637. doi:10.1002/2015JC010696

Howell, S., Duguay, C. et Markus, T. « Sea ice conditions and melt season duration variability within the Canadian Arctic Archipelago: 1979–2008 », *Geophysical Research Letters*, vol. 36, 2009a. doi:10.1029/2009GL037681

Howell, S., Laliberté, F., Kwok, R., Derksen, C. et King, J. « Landfast ice thickness in the Canadian Arctic Archipelago from Observations and Models », *The Cryosphere*, vol. 10, 2016b. doi:10.5194/tc-10-1463-2016

Howell, S., Wohlleben, T., Komarov, A., Pizzolato, L. et Derksen, C. « Recent extreme light years in the Canadian Arctic Archipelago: 2011 and 2012 eclipse 1998 and 2007 », *The Cryosphere*, vol. 7, 2013, pp. 1753–1768. doi:10.5194/tc-7-1753-2013

- Hugelius, G., Strauss, J., Zubrzycki, S., Harden, J., Schuur, E., Ping, C.-L., Schirmer, L., Grosse, G., Michaelson, G., Koven, C., O'Donnell, J., Elberling, B., Mishra, U., Camill, P., Yu, Z., Palmtag, J. et Kuhry, P. « Estimated stocks of circumpolar permafrost carbon with quantified uncertainty ranges and identified data gaps », *Biogeosciences*, vol. 11, 2014, pp. 6573–6593. doi:10.5194/bg-11-6573-2014
- Jacob, T., Wahr, J., Pfeffer, W. et Swenson, W. « Recent contributions of glaciers and ice caps to sea level rise », *Nature*, vol. 482, 2012, pp. 514–518. doi:10.1038/nature10847
- Jahn, A. « Reduced probability of ice-free summers for 1.5 °C compared to 2 °C warming », *Nature Climate Change*, vol. 8, 2018, pp. 409–413. doi:10.1038/s41558-018-0127-8
- James, M., Lewkowicz, A., Smith, S. et Miceli, C. « Multi-decadal degradation and persistence of permafrost in the Alaska Highway corridor, northwest Canada », *Environmental Research Letters*, vol. 8, 2013. doi:10.1088/1748-9326/8/4/045013
- Jolivel, M. et Allard, M. « Impact of permafrost thaw on the turbidity regime of a subarctic river: the Sheldrake River, Nunavik, Quebec », *Arctic Science*, vol. 3, 2017, pp. 451–474. doi:10.1139/as-2016-0006
- Jost, G., Moore, R., Menounos, B. et Wheate, R. « Quantifying the contribution of glacier runoff to streamflow in the upper Columbia River Basin, Canada », *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 16, 2012, pp. 849–860. doi:10.5194/hess-16-849-2012
- Kirchmeier-Young, M., Zwiers, F. et Gillett, N. « Attribution of extreme events in Arctic sea ice extent », *Journal of Climate*, vol. 30, 2017, pp. 553–571. doi:10.1175/JCLI-D-16-0412.1
- Koch, J., Clague, J. et Osborn, G. « Alpine glaciers and permanent ice and snow patches in western Canada approach their smallest sizes since the mid-Holocene, consistent with global trends », *The Holocene*, vol. 24, 2014, pp. 1639–1648. doi:10.1177/2F0959683614551214
- Koch, J., Menounos, B. et Clague, J. « Glacier change in Garibaldi Provincial Park, southern Coast Mountains, British Columbia, since the Little Ice Age », *Global and Planetary Change*, vol. 66, 2009, pp. 161–178. doi:10.1016/j.gloplacha.2008.11.006
- Koerner, R.M. « Mass balance of glaciers in the Queen Elizabeth Islands, Nunavut, Canada », *Annals of Glaciology*, vol. 42, 2005, pp. 417–423. doi:10.3189/172756405781813122
- Kokelj, S. et Jorgenson, M. « Advances in thermokarst research », *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 24, 2013, pp. 108–119. doi:10.1002/ppp.1779
- Kokelj, S., Lacelle, D., Lantz, T., Tunnicliffe, J., Malone, L., Clark, I. et Chin, K. « Thawing of massive ground ice in mega slumps drives increases in stream sediment and solute flux across a range of watershed scales », *Journal of Geophysical Research*, vol. 118, 2013, pp. 681–692. doi:10.1002/jgrf.20063
- Kokelj, S., Lantz, T., Tunnicliffe, J., Segal, R. et Lacelle, D. « Climate-driven thaw of permafrost preserved glacial landscapes, northwestern Canada », *Geology*, vol. 45, 2017a, pp. 371–374. doi:10.1130/G38626.1

Kokelj, S., Palmer, M., Lantz, T. et Burn, C. « Ground temperatures and permafrost warming from forest to tundra, Tuktoyaktuk Coastlands and Anderson Plain, NWT, Canada », *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 28, 2017b, pp. 543–551. doi:10.1002/ppp.1934

Kokelj, S., Tunnicliffe, J., Lacelle, D., Lantz, T., Chin, K. et Fraser, R. « Increased precipitation drives mega slump development and destabilization of ice-rich permafrost terrain, northwestern Canada », *Global and Planetary Change*, vol. 129, 2015, pp. 56–68. doi:10.1016/j.gloplacha.2015.02.008

Koven, C., Riley, W. et Stern, A. « Analysis of permafrost thermal dynamics and response to climate change in the CMIP5 Earth system models », *Journal of Climate*, vol. 26, 2013, pp. 1877–1900. doi:10.1175/JCLI-D-12-00228.1

Krabill, W., Frederick, E., Manizade, S., Martin, C., Sonntag, J., Swift, R., Thomas, R., Wright, W., Yungel, J. et Abdalati, W. « Aircraft laser altimetry measurements of changes of the Greenland ice sheet: Technique and accuracy assessment », *Journal of Geodynamics*, vol. 34, 2002, pp. 357–376. doi:10.1016/S0264-3707(02)00040-6

Krishfield, R., Proshutinsky, A., Tateyama, K., Williams, W., Carmack, E., McLaughlin, F. et Timmermans, M.-L. « Deterioration of perennial sea ice in the Beaufort Gyre from 2003 to 2012 and its impact on the oceanic freshwater cycle », *Journal of Geophysical Research*, vol. 119, 2014, pp. 1271–1305. doi:10.1002/2013JC008999

Kwok, R. et Cunningham, G. « Contribution of melt in the Beaufort Sea to the decline in Arctic multiyear sea ice coverage: 1993–2009 », *Geophysical Research Letters*, vol. 37, 2010. doi:10.1029/2010GL044678

Kwok, R. et Cunningham, G. « Variability of Arctic sea ice thickness and volume from CryoSat-2 », *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, vol. 373, 2015. doi:10.1098/rsta.2014.0157

Kwok, R. et Rothrock, D. « Decline in Arctic sea ice thickness from submarine and ICESat records: 1958–2008 », *Geophysical Research Letters*, vol. 36, 2009. doi:10.1029/2009GL039035

Laliberté, F., Howell, S. et Kushner, P. « Regional variability of a projected sea ice-free Arctic during the summer months », *Geophysical Research Letters*, vol. 43, 2016. doi:10.1002/2015GL066855

Lamoureux, S., Forbes, D., Bell, T. et Manson, G. « The impact of climate change on infrastructure in the western and central Canadian Arctic », dans *From Science to Policy in the Western and Central Canadian Arctic: An Integrated Regional Impact Study (IRIS) of climate change and modernization*, G.A. Stern et A. Gaden (éd.), ArcticNet, Québec, 2015, pp. 301–341.

Lantuit, H. et Pollard, W. « Fifty years of coastal erosion and retrogressive thaw slump activity on Herschel Island, southern Beaufort Sea, Yukon Territory, Canada », *Geomorphology*, vol. 95, 2008, pp. 84–102. doi:10.1016/j.geomorph.2006.07.040

Lantz, T. et Turner, K. « Changes in lake area in response to thermokarst processes and climate in Old Crow Flats, Yukon », *Journal of Geophysical Research*, vol. 120, 2015, pp. 513–524. doi:10.1002/2014JG002744

Lantz, T., Marsh, P. et Kokelj, S. « Recent shrub proliferation in the Mackenzie Delta uplands and microclimatic implications », *Ecosystems*, vol. 16, 2013, pp. 47–59. doi:10.1007/s10021-012-9595-2

Laxon, S., Giles, K., Ridout, A., Wingham, D., Willatt, R., Cullen, R., Kwok, R., Schweiger, A., Zhang, J., Haas, C., Hendricks, S., Krishfield, R., Kurtz, N., Farrell, S. et Davidson, M. « CryoSat-2 estimates of Arctic sea ice thickness and volume », *Geophysical Research Letters*, vol. 40, 2013, pp. 732–737. doi:10.1002/grl.50193

Lenaerts, J., van Angelen, J., van den Broeke, M., Gardner, A., Wouters, B. et van Meijgaard, E. « Irreversible mass loss of Canadian Arctic Archipelago glaciers », *Geophysical Research Letters*, vol. 40, 2013, pp. 870–874. doi:10.1002/grl.50214

Loder, J., van der Baaren, A. et Yashayaev, I. « Climate comparisons and change projections for the Northwest Atlantic from six CMIP5 models », *Atmosphere-Ocean*, vol. 53, 2015, pp. 529–555. doi:10.1080/07055900.2015.1087836

Mamet, S., Chun, K., Kershaw, G., Loranty, M. et Kershaw, G. « Recent increases in permafrost thaw rates and areal loss of palsas in the western Northwest Territories, Canada », *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 28, 2017, pp. 619–633. doi:10.1002/ppp.1951

Mankin, J. et Diffenbaugh, N. « Influence of temperature and precipitation variability on near-term snow trends », *Climate Dynamics*, vol. 45, 2014, pp. 1099–1116. doi:10.1007/s00382-014-2357-4

Marzeion, B., Cogley, J. G., Richter, K. et Parkes, D. « Attribution of global glacier mass loss to anthropogenic and natural causes », *Science*, vol. 345, 2014, pp. 919–921. doi:10.1126/science.1254702

Marzeion, B., Jarosch, A., et Hofer, M. « Past and future sea-level change from the surface mass balance of glaciers », *The Cryosphere*, vol. 6, 2012, pp. 1295–1322. doi:10.5194/tc-6-1295-2012

Maslanik, J., Stroeve, J., Fowler, C. et Emery, W. « Distribution and trends in Arctic sea ice age through spring 2011 », *Geophysical Research Letters*, vol. 38, 2011. doi:10.1029/2011GL047735

Mason, L., Riseng, C., Gronewold, A., Rutherford, E., Wang, J., Clites, A., Smith, S. et McIntyre, P. « Fine-scale spatial variation in ice cover and surface temperature trends across the surface of the Laurentian Great Lakes », *Climatic Change*, vol. 138, 2016, pp. 71–83. doi:10.1007/s10584-016-1721-2

Min, S.-K., Zhang, X., Zwiers, F. et Agnew, T. « Human influence on Arctic sea ice detectable from early 1990s onwards », *Geophysical Research Letters*, vol. 35, 2008. doi:10.1029/2008GL035725

Mortimer, C., Sharp, M. et Wouters, B. « Glacier surface temperatures in the Canadian High Arctic, 2000–15 », *Journal of Glaciology*, vol. 62, 2016, pp. 963–975. doi:10.1017/jog.2016.80

Mudryk, L., Derksen, C., Howell, S., Laliberté, F., Thackeray, C., Sospedra-Alfonso, R., Vionnet, V., Kushner, P. et Brown, R. « Canadian snow and sea ice: historical trends and projections », *The Cryosphere*, vol. 12, 2018, pp. 1157–1176. doi:10.5194/tc-12-1157-2018

- Mudryk, L., Derksen, C., Kushner, P. et Brown, R. « Characterization of Northern Hemisphere snow water equivalent datasets, 1981–2010 », *Journal of Climate*, vol. 28, 2015, pp. 8037–8051. doi:10.1175/JCLI-D-15-0229.1
- Mudryk, L., Kushner, P., Derksen, C. et Thackeray, C. « Snow cover response to temperature in observational and climate model ensembles », *Geophysical Research Letters*, vol. 44, 2017. doi:10.1002/2016GL071789
- Mueller, D., Copland, L. et Jeffries, M. « Changes in Canadian Arctic ice shelf extent since 1906 », dans *Arctic Ice Shelves and Ice Islands*, L. Copland et D. Mueller (éd.), Springer-Verlag, 2017.
- Mueller, D., van Hove, P., Antoniadou, D., Jeffries, M. et Vincent, W. « High Arctic lakes as sentinel ecosystems: Cascading regime shifts in climate, ice cover, and mixing », *Limnology and Oceanography*, vol. 54, 2009, pp. 2371–2385. doi:10.4319/lo.2009.54.6_part_2.2371
- Mullan, D., Swindles, G., Patterson, T., Galloway, J., Macumber, A., Falck, H., Crossley, L., Chen, J. et Pisaric, M. « Climate change and the long-term viability of the World's busiest heavy haul ice road », *Theoretical and Applied Climatology*, vol. 129, 2017, pp. 1089–1108. doi:10.1007/s00704-016-1830-x
- Najafi, M., Zwiers, F. et Gillett, N. « Attribution of Arctic temperature change to greenhouse-gas and aerosol influences », *Nature Climate Change*, vol. 5, 2015, pp. 246–249. doi:10.1038/nclimate2524
- Najafi, M., Zwiers, F. et Gillett, N. « Attribution of the spring snow cover extent decline in the Northern Hemisphere, Eurasia and North America to anthropogenic influence », *Climatic Change*, vol. 136, 2016, pp. 571–586. doi:10.1007/s10584-016-1632-2
- NASEM (National Academies of Science, Engineering, and Medicine). « Attribution of extreme weather events in the context of climate change », *The National Academies Press*, 2016, pp. 186. doi:10.17226/21852
- Naz, B., Frans, C., Clarke, G., Burns, P. et Lettenmaier, D. « Modeling the effect of glacier recession on streamflow response using a coupled glacio-hydrological model », *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 18, 2014, pp. 787–802. doi:10.5194/hess-18-787-2014
- Neumann, N., Smith, C., Derksen, C. et Goodison, B. « Characterizing local scale snow cover using point measurements », *Atmosphere-Ocean*, vol. 44, 2006, pp. 257–269. doi:10.3137/ao.440304
- Noël, B., van de Berg, W., Lhermitte, S., Wouters, B., Schaffer, N. et van den Broeke, M. « Six decades of glacial mass loss in the Canadian Arctic Archipelago », *Journal of Geophysical Research*, vol. 123, 2018. doi:10.1029/2017JF004304
- Notz, D. et Stroeve, J. « Observed Arctic sea-ice loss directly follows anthropogenic CO₂ emission », *Science*, vol. 354, 2016. doi:10.1126/science.aag2345
- Olefeldt, D., Goswami, S., Grosse, G., Hayes, D., Hugelius, G., Kuhry, P., McGuire, A., Romanovsky, V., Sannel, A., Schuur, E. et Turetsky, M. « Circumpolar distribution and carbon storage of thermokarst landscapes », *Nature Communications*, vol. 7, 2016, pp. 1–11. doi:10.1038/ncomms13043

- Paquette, M., Fortier, D., Mueller, D., Sarrazin, D. et Vincent, W. « Rapid disappearance of perennial ice on Canada's most northern lake », *Geophysical Research Letters*, vol. 42, 2015, pp. 1433–1440. doi:10.1002/2014GL062960
- Parkinson, C. « Spatially mapped reductions in the length of the Arctic sea ice season », *Geophysical Research Letters*, vol. 41, 2014, pp. 4316–4322. doi:10.1002/2014GL060434
- Pendakur, K. « Territoires du Nord », dans *Risques climatiques et pratiques en matière d'adaptation pour le secteur canadien des transports 2016*, K. Palko et D.S. Lemmen (éd.), Gouvernement du Canada, Ottawa, Ontario, 2017, pp. 27–64.
- Peng, G. et Meier, W. « Temporal and regional variability of Arctic sea-ice coverage from satellite data », *Annals of Glaciology*, vol. 59, 2017, pp. 191–200. doi:10.1017/aog.2017.32
- Perrault, N., Levesque, E., Fortier, D., Gratton, D. et Lamarque, L. « Remote sensing evaluation of High Arctic wetland depletion following permafrost disturbance by thermo-erosion gully processes », *Arctic Science*, vol. 3, 2017, pp. 237–253. doi:10.1139/as-2016-0047
- Perrin, A., Dion, J., Eng, S., Sawyer, D., Nodleman, J., Comer, N., Auld, H., Sparling, E., Harris, M., Nodelman, J. et Kinnear, L. « Economic implications of climate change adaptations for mine access roads in northern Canada », Northern Climate ExChange, Yukon Research Centre, Yukon College, 2015, p. 93.
- Peterson, I., Pettipas, R. et Rosing-Asvid, A. « Trends and variability in sea ice and icebergs off the Canadian East Coast », *Atmosphere-Ocean*, vol. 53, 2015, pp. 582–594. doi:10.1080/07055900.2015.1057684
- Pizzolato, L., Howell, S., Dawson, J., Laliberté, F. et Copland, L. « The influence of declining sea ice on shipping activity in the Canadian Arctic », *Geophysical Research Letters*, vol. 43, 2016. doi:10.1002/2016GL071489
- Prowse, T. « Lake and River ice in Canada », dans *Changing Cold Environments: A Canadian Perspective, 1st edition*, H. French et O. Slaymaker (éd.), John Wiley & Sons, 2012, pp. 163–181.
- Prowse, T., Furgal, C., Chouinard, R., Melling, H., Milburn, D. et Smith, S. « Implications of climate change for economic development in Northern Canada: energy, resource, and transportation sectors », *Ambio*, vol. 38, 2009, pp. 272–281. doi:10.1479/0044-7447-38.5.272
- Prowse, T., Shrestha, R., Bonsal, B. et Dibike, Y. « Changing spring air-temperature gradients along large northern rivers: Implications for severity of river-ice floods », *Geophysical Research Letters*, vol. 37, 2010. doi:10.1029/2010GL044878
- Quinton, W. et Baltzer, J. « The active-layer hydrology of a peat plateau with thawing permafrost (Scotty Creek, Canada) », *Hydrogeology Journal*, vol. 21, 2013, pp. 201–220. doi: 10.1007/s10040-012-0935-2
- Radić, V. et Hock, R. « Regionally differentiated contribution of mountain glaciers and ice caps to future sea-level rise », *Nature Geoscience*, vol. 4, 2011, pp. 91–94. doi:10.1038/ngeo1052

Radić, V., Bliss, A., Beedlow, A., Hock, R., Miles, E. et Cogley, J.G. « Regional and global projections of twenty-first century glacier mass changes in response to climate scenarios from global climate models », *Climate Dynamics*, vol. 42, 2014, pp. 37–58. doi:10.1007/s00382-013-1719-7

Raisanen, J. « Warmer climate: less or more snow? », *Climate Dynamics*, vol. 30, 2008, pp. 307-319. doi: 10.1007/s00382-007-0289-y

Richter-Menge, J. et Farrell, S. « Arctic sea ice conditions in spring 2009–2013 prior to melt », *Geophysical Research Letters*, vol. 40, 2013, pp. 5888–5893. doi:10.1002/2013GL058011

Rigor, I., Wallace, J. et Colony, R. « Response of sea ice to the Arctic oscillation », *Journal of Climate*, vol. 15, 2002, pp. 2648–2663. doi: 10.1175/1520-0442(2002)015%3C2648:ROSITT%3E2.0.CO;2

Romanovsky, V., Isaksen, K., Drozdov, D., Anisimov, O., Instanes, A., Leibman, M., McGuire, A., Shiklomanov, N., Smith, S. et Walker, D. « Changing permafrost and its impacts; in Snow Water Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA) 2017 », Assessment, Arctic Monitoring and Assessment Programme, Oslo, Norvège, 2017a, p. 65–102.

Romanovsky, V., Smith, S. et Christiansen, H. « Permafrost thermal state in the polar Northern Hemisphere during the International Polar Year 2007–2009: a synthesis », *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 21, 2010, pp. 106–116. doi:10.1002/ppp.689

Romanovsky, V., Smith, S., Isaksen, K., Shiklomanov, N., Streletskiy, D., Kholodov, A., Christiansen, H., Drozdov, D., Malkova, G. et Marchenko, S. (2017b): « Terrestrial Permafrost », dans *Arctic Report Card 2017*, J. Richter-Menge, J.E. Overland, J.T. Mathis et E. Osborne (éd.). <<http://www.arctic.noaa.gov/Report-Card>> [July 2018].

Rouse, W., Oswald, C., Binyamin, J., Spence, C., Schertzer, W., Blanken, P., Bussières, N. et Duguay, C. « The role of northern lakes in a regional energy balance », *Journal of Hydrometeorology*, vol. 6, 2005, pp. 291–305.

Rudy, A., Lamoureux, S., Kokelj, S., Smith, I. et England, J. « Accelerating thermokarst transforms ice-cored terrain triggering a downstream cascade to the ocean », *Geophysical Research Letters*, vol. 47, 2017. doi:10.1002/2017GL074912

Schuster, P., Schaefer, K., Aiken, G., Antweiler, R., Dewild J., Gryziec, J., Gusmeroli, A., Hugelius, G., Jafarov, E., Krabbenhoft, D., Liu, L., Herman-Mercer, N., Mu, C., Roth, D., Schaefer, T., Striegl, R., Wickland, K. et Zhang, T. « Permafrost stores a globally significant amount of mercury », *Geophysical Research Letters*, vol. 45, 2018, pp. 1463–1471. doi:10.1002/2017GL075571

Segal, R., Lantz, T. et Kokelj, S. « Acceleration of thaw slump activity in glaciated landscapes of the Western Canadian Arctic », *Environmental Research Letters*, vol. 11, 2016. doi:10.1088/1748-9326/11/3/034025

Serreze, M., Holland, M. et Stroeve, J. « Perspectives on the Arctic's shrinking sea ice cover », *Science*, vol. 315, 2007, p. 1533–1536.

Serreze, M., Raup, B., Braun, C., Hardy, D. et Bradley, R. « Rapid wastage of the Hazen Plateau ice caps, northeastern Ellesmere Island, Nunavut, Canada », *The Cryosphere*, vol. 11, 2017, pp. 169–177. doi:10.5194/tc-11-169-2017

Services Canadien des glaces. « Regional Charts: History, Accuracy, and Caveats », CIS Archive Documentation Series No. 1, Ottawa, Ontario, 2007. <http://ice.ec.gc.ca/IA_DOC/cisads_no_001_e.pdf> [July 2018].

Sharp, M., Burgess, D., Cawkwell, F., Copland, L., Davis, J., Dowdeswell, E., Dowdeswell, J., Gardner, A., Mair, D., Wang, L., Williamson, S., Wolken, G. et Wyatt, F. « Remote sensing of recent glacier changes in the Canadian Arctic », dans *Global Land Ice Measurements from Space*, J. Kargel, G. Leonard, M. Bishop, A. Kääb et B. Raup (éd.), Springer, 2016, pp. 205–227. doi: 10.1007/978-3-540-79818-7doi

Sharp, M., Burgess, D., Cogley, J. G., Ecclestone, M., Labine, C. et Wolken, G. « Extreme melt on Canada's Arctic ice caps in the 21st century », *Geophysical Research Letters*, vol. 38, 2011, pp. 3–7. doi:10.1029/2011GL047381

Shepard, A., Ivins, E., Geruo, A., Barletta, V., Bentley, M., Bettadpur, S., Briggs, K., Bromwich, D., Forsberg, R., Galin, N., Horwath, M., Jacobs, S., Joughin, I., King, M., Lenaerts, J., Li, J., Ligtenberg, S., Luckman, A., Luthcke, S., McMillan, M., Meister, R., Milne, G., Mouginot, J., Muir, A., Nicolas, J., Paden, J., Payne, A., Pritchard, H., Rignot, E., Rott, H., Sørensen, L., Scambos, T., Scheuchl, B., Schrama, E., Smith, B., Sundal, A., Van Angelen, J., Van De Berg, W., Van Den Broeke, M., Vaughan, D., Velicogna, I., Wahr, J., Whitehouse, P., Wingham, D., Yi, D., Young, D. et Zwally, H. « A reconciled estimate of ice-sheet mass balance », *Science*, vol. 338, 2012, pp. 1183–1189.

Sigmond, M., Fyfe, J. et Swart, N. « Ice-free Arctic projections under the Paris Agreement », *Nature Climate Change*, vol. 8, 2018, pp. 404–408. doi:10.1038/s41558-018-0124-y

Slater, A. et Lawrence, D. « Diagnosing present and future permafrost from climate models », *Journal of Climate*, vol. 26, 2013, pp. 5608–5623. doi:10.1175/JCLI-D-12-00341.1

Smith, S. et Riseborough, D. « Modelling the thermal response of permafrost terrain to right-of-way disturbance and climate warming », *Cold Regions Science and Technology*, vol. 60, 2010, pp. 92–103.

Smith, S., Chartrand, J., Duchesne, C. et Ednie, M. « Report on 2016 field activities and collection of ground thermal and active layer data in the Mackenzie Corridor, Northwest Territories », La commission géologique du Canada, Dossier public 8303, 2017. doi:10.4095/306212

Smith, S., Lewkowicz, A., Duchesne, C. et Ednie, M. « Variability and change in permafrost thermal state in northern Canada », article 237 dans GEOQuébec 2015, Procédure, 68ième Conférence Canadienne de Géotechnique et 7ème Conférence Canadienne sur le Pergélisol, Québec, Québec, 2015a.

Smith, S., Lewkowicz, A., Ednie, M., Duguay, M. et Bevington, A. « A characterization of permafrost thermal state in the southern Yukon », article 331 dans GEOQuébec 2015, Procédure, 68ième Conférence Canadienne de Géotechnique et 7ème Conférence Canadienne sur le Pergélisol, Québec, Québec, 2015b.

Smith, S., Riseborough, D. et Bonnaventure, P. « Eighteen year record of forest fire effects on ground thermal regimes and permafrost in the central Mackenzie Valley, NWT, Canada », *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 26, 2015c, pp. 289–303. doi:10.1002/ppp.1849

Smith, S., Romanovsky, V., Lewkowicz, A., Burn, C., Allard, M., Clow, G., Yoshikawa, K. et Throop, J. « Thermal state of permafrost in North America - A contribution to the International Polar Year », *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 21, 2010, pp. 117–135. doi:10.1002/ppp.690

Smith, S., Wolfe, ST., Riseborough, D. et Nixon, F. « Active-layer characteristics and summer climatic indices, Mackenzie Valley, Northwest Territories, Canada », *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 20, 2009, pp. 201–220.

Sniderhan, A. et Baltzer, J. « Growth dynamics of black spruce (*Picea mariana*) in a rapidly thawing discontinuous permafrost peatland », *Journal of Geophysical Research*, vol. 121, 2016, pp. 2988–3000. doi:10.1002/2016JG003528

Sospedra-Alfonso, R. et Merryfield, W. « Influences of temperature and precipitation on historical and future snowpack variability over the Northern Hemisphere in the Second Generation Canadian Earth System Model », *Journal of Climate*, vol. 30, 2017, pp. 4633–4656. doi:10.1175/JCLI-D-16-0612.1

Sospedra-Alfonso, R., Melton, J. et Merryfield, W. « Effects of temperature and precipitation on snowpack variability in the Central Rocky Mountains as a function of elevation », *Geophysical Research Letters*, vol. 42, 2015, pp. 4429–4438. doi:10.1002/2015GL063898

Stroeve, J., Markus, T., Boisvert, L., Miller, J. et Barrett, A. « Changes in Arctic melt season and implications for sea ice loss », *Geophysical Research Letters*, vol. 41, 2014, pp. 1216–1225. doi:10.1002/2013GL058951

Stroeve, J., Serreze, M., Kay, J., Holland, M., Meier, W. et Barrett, A. « The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: A research synthesis », *Climatic Change*, vol. 110, 2012, pp. 1005–1027. doi:10.1007/s10584-011-0101-1

Strozzi, T., Kouraev, A., Wiesmann, A., Wegmüller, U., Sharov, A. et Werner, C. « Estimation of Arctic glacier motion with satellite L-band SAR data », *Remote Sensing of Environment*, vol. 112, 2008, pp. 636–645. doi:10.1016/j.rse.2007.06.007

Sturm, M., Goldstein, M., Huntington, H. et Douglas, T. « Using an option pricing approach to evaluate strategic decisions in a rapidly changing climate: Black-Scholes and climate change », *Climatic Change*, vol. 140, 2016, pp. 437–449. doi:10.1007/s10584-016-1860-5

Sturm, M., Goldstein, M. et Parr, C. « Water and life from snow: A trillion-dollar science question », *Water Resources Research*, vol. 53, 2017, pp. 3534–3544. doi:10.1002/2017WR020840

Surdu, C., Duguay, C., Brown, L. et Fernández Prieto, D. « Response of ice cover on shallow lakes of the North Slope of Alaska to contemporary climate conditions (1950–2011): Radar remote-sensing and numerical modeling data analysis », *The Cryosphere*, vol. 8, 2014, pp. 167–180. doi:10.5194/tc-8-167-2014

Surdu, C., Duguay, C. et Fernández Prieto, D. « Evidence of recent changes in the ice regime of high arctic lakes from spaceborne satellite observations », *The Cryosphere*, vol. 10, 2016, pp. 941–960. doi:10.5194/tc-10-941-2016

Tan, Z. et Zhuang, Q. « Arctic lakes are continuous methane sources to the atmosphere under warming conditions », *Environmental Research Letters*, vol. 10, 2015, pp. 1–9. doi:10.1088/1748-9326/10/5/054016

Tandon, N., Kushner, P., Docquier, D., Wettstein, J. et Li, C. « Reassessing sea ice drift and its relationship to long term Arctic sea ice loss in coupled climate models », *Journal of Geophysical Research*, 2018. doi:10.1029/2017JC013697

Tennant, C. et Menounos, B. « Glacier change of the Columbia Icefield, Canadian Rocky Mountains, 1919–2009 », *Journal of Glaciology*, vol. 59, 2013, pp. 671–686. doi:10.3189/2013JoG12J135

Tennant, C., Menounos, B., Wheate, R. et Clague, J. « Area change of glaciers in the Canadian Rocky Mountains, 1919 to 2006 », *The Cryosphere*, vol. 6, 2012, pp. 1541–1552. doi:10.5194/tc-6-1541-2012

Thackeray, C., Fletcher, C., Mudryk, L. et Derksen, C. « Quantifying the uncertainty in historical and future simulations of Northern Hemisphere spring snow cover », *Journal of Climate*, vol. 29, 2016, pp. 8647–8663. doi:10.1175/JCLI-D-16-0341.1

Thienpont, J., Kokelj, S., Korosi, J., Cheng, E., Desjardins, C., Kimpe, L., Blais, J., Pisaric, M. et Smol, J. « Exploratory hydrocarbon drilling impacts to Arctic lake ecosystems », *PLoS ONE*, vol. 8, 2013. doi:10.1371/journal.pone.0078875

Tilling, R., Ridout, A., Shepherd, A. et Wingham, D. « Increased Arctic sea ice volume after anomalously low melting in 2013 », *Nature Geoscience*, vol. 8, 2015, pp. 643–646. doi:10.1038/ngeo2489

Tivy, A., Howell, S., Alt, B., McCourt, S., Chagnon, R., Crocker, G., Carrieres, T. et Yackel, J. « Trends and variability in summer sea ice cover in the Canadian Arctic based on the Canadian Ice Service Digital Archive, 1960–2008 and 1968–2008 », *Journal of Geophysical Research*, vol. 116, 2011a. doi:10.1029/2009JC005855

Tivy, A., Howell, S., Alt, B., Yackel, J. et Carrieres, T. « Origins and levels of seasonal forecast skill for sea ice in Hudson Bay using canonical correlation analysis », *Journal of Climate*, vol. 24, 2011b. doi:10.1175/2010JCLI3527.1

Tremblay, M., Furgal, C., Larrivee, C., Annanack, T., Tookalook, P., Qiisik, M., Angiyou, E., Swappie, N., Savard, J. et Barrett, M. « Climate change in Northern Quebec: Adaptation strategies from community-based research », *Arctic*, vol. 61, 2008, pp. 27–34.

Tucker III, W., Weatherly, J., Eppler, D., Farmer, L. et Bentley, D. « Evidence for rapid thinning of sea ice in the western Arctic Ocean at the end of the 1980s », *Geophysical Research Letters*, vol. 28, 2001, pp. 2851–2854. doi:10.1029/2001GL012967

Vaughan, D., Comiso, J., Allison, I., Carrasco, J., Kaser, G., Kwok, R., Mote, P., Murray, T., Paul, F., Ren, J., Rignot, E., Solomina, O., Steffen, K. et Zhang, T. « Observations: Cryosphère »; dans *Changements climatiques 2013: les éléments scientifiques*, Contribution du Groupe de travail I au Cinquième rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, T. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex et P. Midgley (éd.), Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, New York, États-Unis, 2013, pp. 317–382. doi :10.1017/CBO9781107415324.012

Veillette, J., Martineau, M., Antoniades, D., Sarrazin, D. et Vincent, W. « Effects of loss of perennial lake ice on mixing and phytoplankton dynamics: Insights from High Arctic Canada », *Annals of Glaciology*, vol. 51, 2010, pp. 56–70. doi: 10.3189/172756411795931921

Vincent, L., Zhang, X., Brown, R., Feng, Y., Mekis, E., Milewska, E., Wan, H. et Wang, X. « Observed trends in Canada's climate and influence of low-frequency variability modes », *Journal of Climate*, vol. 28, 2015, pp. 4545–4560. doi: 10.1175/JCLI-D-14-00697.1

Walsh, J., Fetterer, F., Stewart, J. et Chapman, W. « A database for depicting Arctic sea ice variations back to 1850 », *Geographical Review*, vol. 107, 2017, pp. 89–107. doi: 10.1111/j.1931-0846.2016.12195.x

Wang, J., Bai, X., Hu, H., Clites, A., Colton, M. et Lofgren, B. « Temporal and spatial variability of Great Lakes ice cover, 1973–2010 », *Journal of Climate*, vol. 25, 2012, pp. 1318–1329. Doi: 10.1175/2011JCLI4066.1

Wang, L., Sharp, M., Rivard, B., Marshall, S. et Burgess, D. « Melt season duration on Canadian Arctic ice caps, 2000–2004 », *Geophysical Research Letters*, vol. 32, 2005. doi:10.1029/2005GL023962

Wang, M. et Overland, J. « A sea ice free summer Arctic within 30 years: An update from CMIP5 models », *Geophysical Research Letters*, vol. 39, 2012. doi:10.1029/2012GL052868

Wolfe, S., Morse, P., Hoeve, T., Sladen, W., Kokelj, S. et Arenson, L. « Disequilibrium permafrost conditions on NWT Highway 3 », article 115 dans GEOQuébec 2015, Procédure, 68ième Conférence Canadienne de Géotechnique et 7ème Conférence Canadienne sur le Pergélisol, Québec, Québec, 2015

Wolken, G., Sharp, M., Andreassen, L.-M., Burgess, D., Copland, L., Kohler, J., O'Neel, S., Pelto, M., Thomson, L. et Wouters, B. « Glaciers and Ice Caps Outside Greenland; Section F of Chapter 5: The Arctic », dans *State of the Climate in 2016*, J. Blunden and D.S. Arndt (éd.), Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 98, 2017, p. 140–145.

Wrzesien, M., Durand, M., Pavelsky, T., Kapnick, S., Zhang, Y., Guo, J. et Shum, C.K. « A new estimate of North American mountain snow accumulation from regional climate model simulations », *Geophysical Research Letters*, vol. 45, 2018, pp. 1423–1432. doi: 10.1002/2017GL076664

Zemp, M., Frey, H., Gärtner-Roer, I., Nussbaumer, S., Hoelzle, M., Paul, F., Haeberli, W., Denzinger, F., Ahlstrøm, A., Anderson, B., Bajracharya, S., Baroni, C., Braun, L., Càceres, B., Casassa, G., Cobos, G., Dávila, L., Delgado Granados, H., Demuth, M., Espizua, L., Fischer, A., Fujita, K., Gadek, B., Ghazanfar, A., Hagen, J., Holmlund, P., Karimi, N., Li, Z., Pelto, M., Pitte, P., Popovnin, V., Portocarrero, C., Prinz, R., Sangewar, C., Severskiy, I., Sigurdsson, O., Soruco, A., Usabaliev, R. et Vincent, C. « Historically unprecedented global glacier changes in the early 21st century », *Journal of Glaciology*, vol. 61, 2015, pp. 745–762. doi:10.3189/2015JoG15J017

Zhang, R. et Knutson, T. « The role of global climate change in the extreme low summer Arctic sea ice extent in 2012 », dans *Explaining Extreme Events of 2012 from a Climate Perspective*, T.C. Peterson, M.P. Hoerling, P.A. Stott et S.C. Herring (éd.), Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 94, 2013, pp. S23–S26.

Zhang, Y., Chen, W. et Riseborough, D. « Transient projections of permafrost distribution in Canada during the 21st century under scenarios of climate change », *Global and Planetary Change*, vol. 60, 2008a, pp. 443–456.

Zhang, Y., Chen, W. et Riseborough, D. « Disequilibrium response of permafrost thaw to climate warming in Canada over 1850–2100 », *Geophysical Research Letters*, vol. 35, 2008b. doi:10.1029/2007GL032117

Zhang, Y., Wolfe, S., Morse, P., Olthof, I. et Fraser, R. « Spatiotemporal impacts of wildfire and climate warming on permafrost across a subarctic region, Canada », *Journal of Geophysical Research*, vol. 120, 2015, pp. 2338–2356. doi: 10.1002/2015JF003679

Zhong, Y., Notaro, M., Vavrus, S. et Foster, M. « Recent accelerated warming of the Laurentian Great Lakes: Physical drivers », *Limnology and Oceanography*, vol. 61, 2016, pp. 1762–1786. doi:10.1002/lno.10331

