



CHAPITRE 6

Évolution de la disponibilité de l'eau douce à l'échelle du Canada

RAPPORT SUR LE CLIMAT CHANGEANT DU CANADA



Gouvernement
du Canada

Government
of Canada

Canada



Auteurs

Barrie R. Bonsal, Environnement et Changement climatique Canada

Daniel L. Peters, Environnement et Changement climatique Canada

Frank Seglenieks, Environnement et Changement climatique Canada

Alfonso Rivera, Ressources naturelles Canada

Aaron Berg, University of Guelph

Remerciements

Hayley O'Neil, University of Victoria

Citation recommandée : Bonsal, B.R., D.L. Peters, F. Seglenieks, A. Rivera et A. Berg. « Évolution de la disponibilité de l'eau douce au Canada », chapitre 6 du Rapport sur le climat changeant du Canada, E. Bush et D.S. Lemmen (éd.), gouvernement du Canada, Ottawa, Ontario, 2019, p. 262-342.



Table des matières du chapitre

RÉSUMÉ

6.1 : Introduction

6.2 : Écoulement de surface : écoulement fluvial

Encadré 6.1 : Réseau hydrométrique du Canada

6.2.1 : Ampleur de l'écoulement fluvial

6.2.2 : Rythme de l'écoulement fluvial

6.2.3 : Régime de l'écoulement fluvial

Encadré 6.2 : Régimes d'écoulement fluvial

6.2.4 : Inondations liées aux écoulements fluviaux

FAQ 6.1 : Y aura-t-il plus de sécheresses et d'inondations au Canada dans un climat plus chaud?

6.3 : Niveaux d'eau de surface : lacs et terres humides

6.3.1 : Grands Lacs laurentiens

6.3.2 : Autres lacs

6.3.3 : Terres humides et deltas

6.4 : Humidité du sol et sécheresse

6.4.1 : Humidité du sol

6.4.2 : Sécheresse

6.5 : Eau souterraine

Encadré 6.3 : Surveillance des eaux souterraines depuis l'espace



Ce chapitre évalue l'évolution passée et future liée au climat de l'écoulement de surface (écoulement fluvial), des niveaux d'eau de surface (lacs et terres humides), de l'humidité du sol et de la sécheresse, et des eaux souterraines au Canada.

Messages clés du chapitre

6.2: Écoulement de surface : écoulement fluvial

Le moment de pointe saisonnier de l'écoulement fluvial a changé en raison du réchauffement des températures. Au cours des dernières décennies au Canada, la pointe printanière de l'écoulement fluvial après la fonte des neiges s'est produit plus tôt, avec des écoulements plus élevés en hiver et au début du printemps (*degré de confiance élevé*²⁴). Dans certaines régions, on a observé une réduction des écoulements estivaux (*degré de confiance moyen*). Ces changements saisonniers devraient continuer, avec des décalages correspondants de régimes dominés par la fonte des neiges vers des régimes dominés par les pluies (*degré de confiance élevé*).

Il n'y a pas eu de tendance cohérente des quantités annuelles d'écoulement fluvial dans l'ensemble du Canada. À l'avenir, les écoulements annuels devraient augmenter dans la plupart des bassins nordiques, mais diminuer dans les régions continentales intérieures du Sud (*degré de confiance moyen*).

Les inondations liées aux écoulements fluviaux résultent de nombreux facteurs et, au Canada, ceux-ci se composent principalement des précipitations excédentaires, de la fonte des neiges, des embâcles, des événements de pluie sur neige ou d'une combinaison de ces facteurs. Il n'y a pas eu de tendance spatiale cohérente de ces facteurs causant des inondations ou des événements d'inondation dans l'ensemble du pays. On s'attend à ce que les augmentations prévues des précipitations extrêmes augmentent le potentiel d'inondation urbaine future (*degré de confiance élevé*). Les températures plus élevées prévues entraîneront un changement vers les inondations précoces associées à la fonte des neiges printanières, aux embâcles et aux événements de pluie sur neige (*degré de confiance moyen*). Il reste à déterminer la manière dont les températures plus élevées et les réductions du manteau neigeux se combineront pour influencer sur la fréquence et l'ampleur des inondations futures liées à la fonte des neiges.

6.3: Niveaux d'eau de surface : lacs et terres humides

Dans les régions du Canada où il y a suffisamment de données, il n'y a aucune indication de changements à long terme aux niveaux des lacs et des terres humides. Les niveaux futurs peuvent diminuer dans le Sud du Canada, où l'évaporation accrue peut dépasser les précipitations accrues (*degré de confiance faible*). Le réchauffement et le dégel du pergélisol prévus pourraient entraîner des changements futurs, y compris le drainage rapide, dans de nombreux lacs du Nord canadien (*degré de confiance moyen*).

24 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.

6.4: Humidité du sol et sécheresse

Des sécheresses périodiques ont eu lieu dans une grande partie du Canada, mais aucun changement à long terme n'est évident. Les sécheresses futures et les déficits d'humidité du sol devraient être plus fréquents et intenses dans le sud des Prairies canadiennes et l'intérieur de la Colombie-Britannique pendant l'été, et plus importants à la fin du siècle selon un scénario d'émissions élevées (*degré de confiance moyen*).

6.5: Eau souterraine

La complexité des systèmes d'eau souterraine et le manque d'information rendent difficile l'évaluation de l'évolution des niveaux des eaux souterraines depuis que les données sont recueillies. On s'attend à ce que les changements prévus à la température et aux précipitations influencent les niveaux d'eau souterraine futurs. Cependant, l'ampleur et même la direction du changement ne sont pas claires. La recharge printanière des aquifères dans la majeure partie du pays devrait se produire plus tôt à l'avenir, en raison de la fonte précoce des neiges (*degré de confiance moyen*).

Résumé

La disponibilité de l'eau douce au Canada est influencée par une multitude de facteurs : certains naturels et d'autres découlant de l'activité humaine. Les changements relatifs à la température et aux précipitations ont une forte influence, directement et indirectement, par l'évolution de la neige, de la glace et du pergélisol. Les perturbations du cycle de l'eau par les humains (barrages, déviations et prélèvements) rendent difficile le discernement des changements liés au climat. Les mesures directes des indicateurs de disponibilité de l'eau douce sont incohérentes dans l'ensemble du pays et, dans certains cas, trop rares pour évaluer les changements passés. En outre, les changements futurs sont déterminés à partir d'une multitude de modèles hydrologiques, à l'aide des résultats de nombreux modèles climatiques présentant différents scénarios d'émissions. Ces facteurs rendent difficile la réalisation d'une évaluation pancanadienne de la disponibilité de l'eau douce, et encore plus difficile de déterminer si les changements passés peuvent être attribués aux changements climatiques anthropiques. Le présent chapitre tient compte des études nationales et régionales, ainsi que des renseignements sur les changements de température et de précipitations du chapitre 4 et des changements à la cryosphère du chapitre 5, pour évaluer l'évolution de la disponibilité de l'eau douce au Canada.

Les changements antérieurs au caractère saisonnier des écoulements fluviaux ont été caractérisés par des crues printanières précoces (augmentation de l'écoulement résultant de la fonte des neiges et de la glace au printemps) en raison des écoulements débits de pointe précoce de la fonte des neiges printanières, de l'écoulement plus élevé à l'hiver et au début du printemps et, pour de nombreuses régions, de la réduction des écoulements d'été. Ces changements sont en accord avec le réchauffement observé et les changements liés à la neige et à la glace. Au cours des 30 à 100 dernières années, l'ampleur des écoulements fluviaux annuels, les niveaux d'eau de surface, la teneur en humidité du sol et les sécheresses et les aquifères peu profondes ont, pour la plupart, été variables, sans tendance claire à l'augmentation ou à la baisse. Cette variabilité correspond aux variations observées d'une année à l'autre et au cours de plusieurs années dans les précipitations, qui sont en partie influencées par la variabilité naturelle à grande échelle du climat (voir le chapitre 2, encadré 2.5). Toutefois, pour de nombreux indicateurs, il y a un manque de données probantes (en particulier dans les régions nordiques du pays) pour évaluer les changements passés dans l'ensemble du Canada à la disponibilité de l'eau douce.

On s'attend à ce que le réchauffement continu, et les réductions dans le manteau neigeux et les glaciers de montagne, et le dégel accéléré du pergélisol qui l'accompagnent continuent de produire des changements dans le caractère saisonnier des écoulements fluviaux. Cela comprend l'augmentation des écoulements hivernaux, des premières crues printanières encore plus précoces et la réduction des écoulements estivaux, ainsi que des décalages correspondants de régimes davantage dominés par la fonte des neiges vers des régimes dominés par les pluies. Les écoulements fluviaux annuels devraient augmenter dans certaines régions (principalement dans les régions nordiques), mais perdre de l'ampleur dans d'autres (régions de l'intérieur du Sud). La fonte du pergélisol pourrait entraîner des changements futurs, y compris un drainage rapide, dans de nombreux lacs du Nord canadien. La fréquence et l'intensité des inondations future entraînée par les écoulements fluviaux sont incertaines en raison de la complexité des facteurs en cause. Nous nous attendons à ce que l'augmentation des prévisions de précipitations extrêmes augmente les probabilités d'inondations urbaines à l'avenir. Toutefois, nous ne pouvons pas prévoir avec certitude l'incidence de la combinaison de l'augmentation des températures et de la réduction de la couverture de neige sur la fréquence et l'ampleur des inondations causées par la fonte des neiges. Les niveaux inférieurs d'eau de surface des lacs et des terres humides sont attendus, en particulier vers la fin de ce siècle, selon des scénarios d'émissions plus élevées (voir le chapitre 3, section 3.2), en raison de températures plus élevées et d'une évaporation accrue. Toutefois, l'ampleur de ces diminutions dépendra de la mesure dans laquelle les augmentations futures des précipitations contrebalancent l'évaporation accrue.



L'augmentation future des sécheresses et des baisses de l'humidité des sols de surface sont prévues à l'été dans le Sud des Prairies et l'intérieur de la Colombie-Britannique, où les déficits d'humidité découlant de l'évapotranspiration devraient être plus importants que les augmentations de précipitation. Ces changements devraient être plus importants vers la fin de ce siècle dans des scénarios d'émissions plus élevées. Cependant, il y a une incertitude considérable quant à leur ampleur. Les systèmes d'eau souterraine sont complexes et, bien qu'on s'attende à ce que les changements de température et de précipitation influencent les niveaux futurs, l'ampleur et même la direction du changement ne sont pas claires. Toutefois, à l'avenir, la recharge printanière des nappes phréatiques dans la majeure partie du pays devrait se produire plus tôt, à la suite d'une fonte des neiges précoce.

Ces changements prévus découlant du réchauffement climatique anthropique influenceront directement sur le volume et le rythme des approvisionnements en eau douce futurs, et ils peuvent être exacerbés par des altérations de la gestion humaine des systèmes d'eau douce. Les effets devraient être plus importants vers la fin de ce siècle dans des scénarios d'émissions plus élevées, compte tenu des changements climatiques plus importants qui y sont associés. Les effets dans les régions qui s'appuient actuellement sur la fonte des neiges et de la glace comme sources d'eau douce, ainsi que les zones intérieures continentales, où l'évapotranspiration accrue causée par les températures plus chaudes pourrait réduire les approvisionnements en eau futurs, sont particulièrement inquiétants. Toutefois, les approvisionnements en eau douce dans toutes les régions du Canada devraient être touchés d'une façon ou d'une autre. On prévoit également que les phénomènes extrêmes liés à l'eau, tels que les sécheresses et les inondations, vont intensifier ces effets.

6.1: Introduction

Le Canada possède de vastes quantités d'eau douce, sous forme de lacs, de rivières, de terres humides, de nappes phréatiques contenant des réserves d'eau souterraine, ainsi que d'eaux entreposées dans les accumulations de neige, les glaciers et le sol. Il y a plus de 8 500 rivières et plus de 2 millions de lacs couvrant près de 9 % du Canada (Monk et Baird, 2011), tandis que les terres humides occupent environ 16 % de la masse continentale du pays (Groupe de travail national sur les terres humides, 1988, 1997). Cette eau douce est fondamentale pour l'environnement (p. ex. les écosystèmes aquatiques) et pour de nombreuses activités sociales et économiques, y compris l'agriculture, l'industrie, la production d'hydroélectricité, l'approvisionnement en eau potable et les loisirs.

La disponibilité de l'eau douce est principalement régie par les processus et les interactions dans le cycle de l'eau (voir la figure 6.1). L'eau de pluie ou de fonte des neiges peut s'écouler à la surface vers les lacs et les ruisseaux, mais l'écoulement de surface direct est rare dans de nombreuses zones naturelles, comme les forêts. Une grande partie de la précipitation s'infiltré plutôt dans le sol, s'accumule à la surface comme neige, ou remplit les masses d'eau de surface, où elle finit par s'infiltrer dans le sol ou s'évaporer. Une partie de l'eau infiltrée reste dans un sol peu profond, où elle est reprise par la végétation et remonte à l'atmosphère. L'eau du sol peut s'écouler rapidement vers les ruisseaux et les lacs par des sous-sols très perméables ou s'infiltrer pour recharger les nappes phréatiques plus profondes. Cette eau plus profonde coule vers les ruisseaux beaucoup plus lentement, sur des périodes allant de jours à des milliers d'années, selon la perméabilité des formations géologiques. La gestion humaine de l'eau – y compris les barrages, les réservoirs et les prélèvements d'eau – est également devenue un élément important du cycle de l'eau.

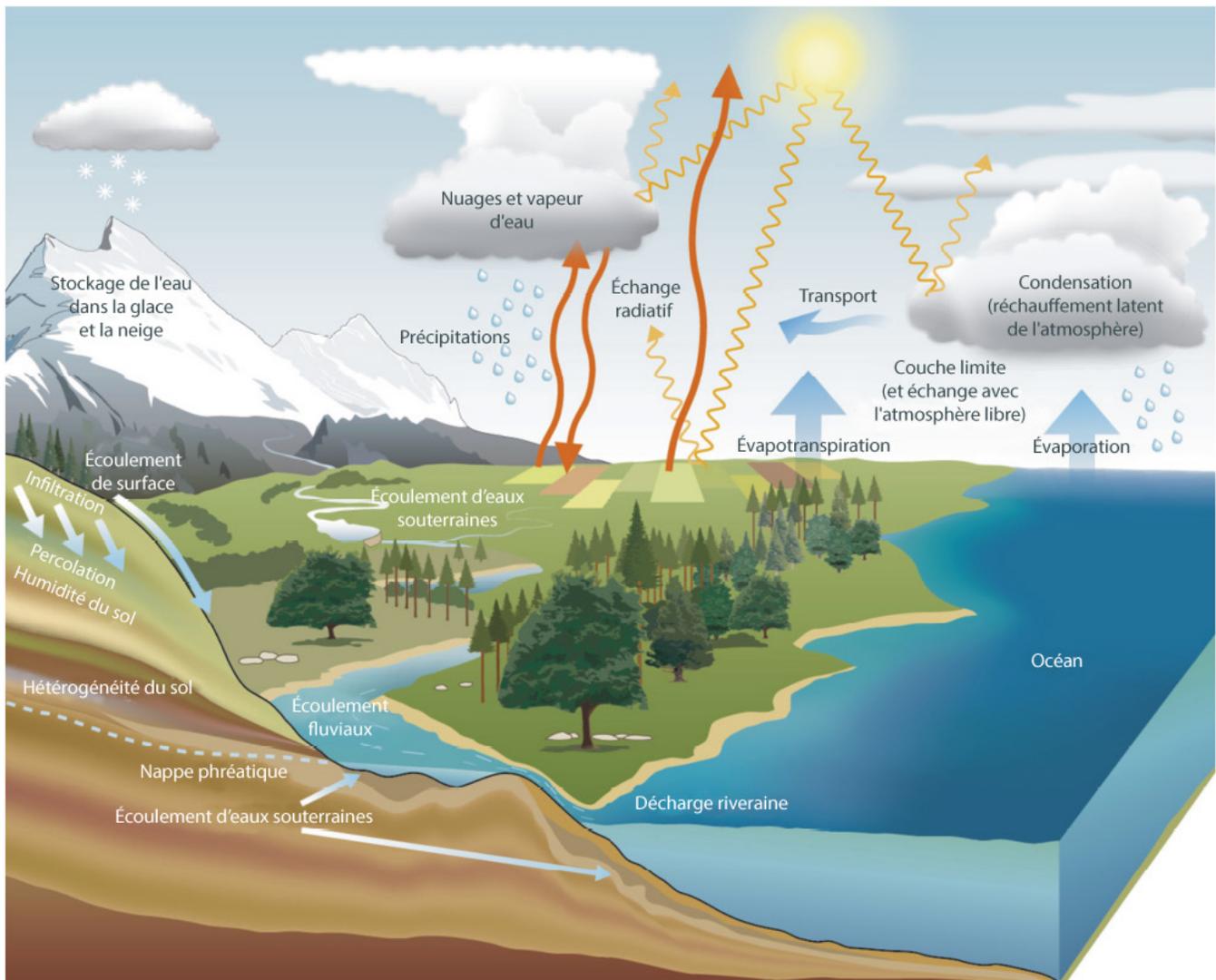


Figure 6.1: Le cycle de l'eau, ses composantes, les processus pertinents et les interactions

Dans le cycle de l'eau, l'eau qui s'évapore des océans est transportée au-dessus de la terre, où elle tombe sous forme de précipitation. Il se déplace alors soit de nouveau vers l'atmosphère à travers l'évapotranspiration, est emmagasinée sous forme de glace ou de neige, ou fait son chemin vers les rivières ou les ruisseaux (via diverses voies) où elle finit par s'écouler vers l'océan.

SOURCE DE LA FIGURE : MET OFFICE DU R.-U. (2018).

Dans le cycle de l'eau, la quantité et le rythme de l'eau douce sont influencés par plusieurs facteurs naturels, y compris la taille du bassin versant; la forme de relief; les caractéristiques d'emmagasinage (à la surface et dans le sol souterrain); le type, le taux et la quantité de précipitation; la présence de glace; la quantité de végétation; les propriétés du sol (y compris le pergélisol); et l'évaporation. Chacun de ces éléments agit sur une variété d'échelles dans le temps et l'espace. Cette complexité

est particulièrement importante au Canada, avec sa grande masse terrestre, son climat et ses écorégions diversifiées et sa géologie variée. En outre, une grande partie de l'eau de surface est actuellement gérée par les humains (en particulier dans les régions du Sud plus densément peuplées), ce qui rend difficile la séparation des effets du climat de ceux de la gestion.

La surveillance des eaux douces varie d'un bout à l'autre du Canada, avec une surveillance spatialement dense à de nombreux endroits dans certaines régions, mais un manque de surveillance dans d'autres régions, surtout dans une grande partie du Nord du Canada. La plupart des recherches sur la disponibilité passée et future de l'eau douce se font sur de grands bassins hydrographiques individuels ou des régions géographiques précisées, et les changements sont évalués sur différentes périodes, selon la disponibilité des données, avec peu d'évaluations pancanadiennes. Les études sur les changements futurs font appel à de nombreux modèles hydrologiques fondés sur les résultats de modèles climatiques globaux (MCG) et des modèles climatiques régionaux (MCR) (voir le chapitre 3, section 3.3). Par conséquent, il est difficile d'évaluer les changements passés et futurs de la disponibilité de l'eau douce dans un contexte pancanadien. Cependant, l'eau douce est fortement influencée par la température de surface et les précipitations (voir le chapitre 4) ainsi que la cryosphère (neige, glaciers, glace d'eau douce et pergélisol) (voir le chapitre 5), et il existe des renseignements considérables sur les changements passés et futurs de ces variables dans la majeure partie du Canada. Dans une grande partie du pays, la proportion de précipitations totales tombant sous forme de neige diminue, l'étendue et la durée de la couverture de neige diminuent, les glaciers reculent, le pergélisol dégèle, la température de l'air et l'évapotranspiration augmentent, et les précipitations augmentent. On prévoit que ces tendances se poursuivront et qu'elles influenceront sur la quantité et rythme de la disponibilité de l'eau douce.

Dans le présent chapitre, la disponibilité de l'eau douce est définie comme l'eau disponible à la surface (ruisseaux, lacs et terres humides), dans le sol et dans les aquifères (eaux souterraines). L'évaluation se concentre principalement sur les plans d'eau non touchés par la gestion humaine, en utilisant l'information des réseaux fédéraux, provinciaux et territoriaux de surveillance. Comme les inondations et les sécheresses sont directement liées à la disponibilité de l'eau douce, les changements passés et futurs dans ces événements sont également évalués (voir le chapitre 6, sections 6.2.4 et 6.4.2). Les effets des changements climatiques sur la qualité de l'eau ne sont pas abordés dans cette évaluation.

6.2: Écoulement de surface : écoulement fluvial

Message clé

Le moment de pointe saisonnier de l'écoulement fluvial a changé en raison du réchauffement des températures. Au cours des dernières décennies au Canada, la pointe printanière de l'écoulement fluvial après la fonte des neiges s'est produit plus tôt, avec des écoulements plus élevés en hiver et au début du printemps (*degré de confiance élevé*). Dans certaines régions, on a observé une réduction des écoulements estivaux (*degré de confiance moyen*). Ces changements saisonniers devraient continuer, avec des décalages correspondants de régimes dominés par la fonte des neiges vers des régimes dominés par les pluies (*degré de confiance élevé*).

Message clé

Il n'y a pas eu de tendance cohérente des quantités annuelles d'écoulement fluvial dans l'ensemble du Canada. À l'avenir, les écoulements annuels devraient augmenter dans la plupart des bassins nordiques, mais diminuer dans les régions continentales intérieures du Sud (*degré de confiance moyen*).

Message clé

Les inondations liées aux écoulements fluviaux résultent de nombreux facteurs et, au Canada, ceux-ci se composent principalement des précipitations excédentaires, de la fonte des neiges, des embâcles, des événements de pluie sur neige ou d'une combinaison de ces facteurs. Il n'y a pas eu de tendance spatiale cohérente de ces facteurs causant des inondations ou des événements d'inondation dans l'ensemble du pays. On s'attend à ce que les augmentations prévues des précipitations extrêmes augmentent le potentiel d'inondation urbaine future (*degré de confiance élevé*). Les températures plus élevées prévues entraîneront un changement vers des inondations précoces associées à la fonte des neiges printanières, aux embâcles et aux événements de pluie sur neige (*degré de confiance moyen*). Il reste à déterminer la manière dont les températures plus élevées et les réductions du manteau neigeux se combineront pour influencer sur la fréquence et l'ampleur des inondations futures liées à la fonte des neiges.

Le Canada compte plus de 8 500 rivières et cours d'eau de diverses longueurs (Monk et Baird, 2011). Plusieurs d'entre eux sont touchés par des altérations humaines, telles que la réglementation des écoulements (barrages, déversoirs et écluses), les prélèvements d'eau et les déviations, souvent associées aux installations hydroélectriques (ACB, 2016). Les études sur les changements antérieurs liés au climat dans les écoulements fluviaux dépendent fortement des données provenant de cours d'eau qui ne sont pas assujettis à ces formes de réglementation humaine (c.-à-d. non réglementées) ou à ceux dont la réglementation est limitée (voir l'encadré 6.1). Dans quelques cas, des études ont tenté de rendre compte de la réglementation en déterminant l'écoulement naturalisé en utilisant divers modèles (Peters et Buttle, 2010). Les changements futurs de l'écoulement fluvial sont évalués à l'aide de la production climatique (p. ex. précipitation et température) provenant de divers MCG et/ou MCR qui contribuent à un modèle hydrologique. La multitude de modèles climatiques et hydrologiques utilisés dans ces études ajoute une incertitude aux futurs changements dans les écoulements fluviaux (p. ex. Seneviratne et coll., 2012).

Encadré 6.1: Réseau hydrométrique du Canada

Les stations hydrométriques sont situées sur des lacs, des rivières et des ruisseaux de plusieurs tailles, allant de bassins de drainage aussi petits que quelques hectares à de grands bassins versants comme le bassin du Mackenzie (1 680 000 km²). Plus de 2 600 stations d'eau et d'écoulement fluvial actives sont actuellement exploitées en vertu d'ententes fédérales-provinciales et fédérales-territoriales de partage des coûts. L'écoulement fluvial est le volume d'eau qui coule au-delà d'un point sur une rivière dans une unité de temps (p. ex. mètres cubes par seconde). Comme la plupart des stations sont situées dans la partie Sud du Canada, le réseau est souvent inadéquat pour décrire les caractéristiques et les tendances de l'eau dans le Nord du Canada. Le réseau hydrométrique de référence (RHR) est un sous-ensemble de stations du réseau national qui sont utilisées principalement pour la détection, le suivi et l'évaluation des changements climatiques (ECCC, 2017). Ces stations sont caractérisées par des conditions hydrologiques quasi vierges ou stables et sont actives depuis au moins 20 ans (Harvey et coll., 1999) (voir la figure 6.2). Toutefois, le RHR est également réparti de façon inégale dans l'ensemble du Canada (avec presque aucune représentation des îles de l'extrême Arctique) et la longueur des dossiers de données varie (Whitfield et coll., 2012).

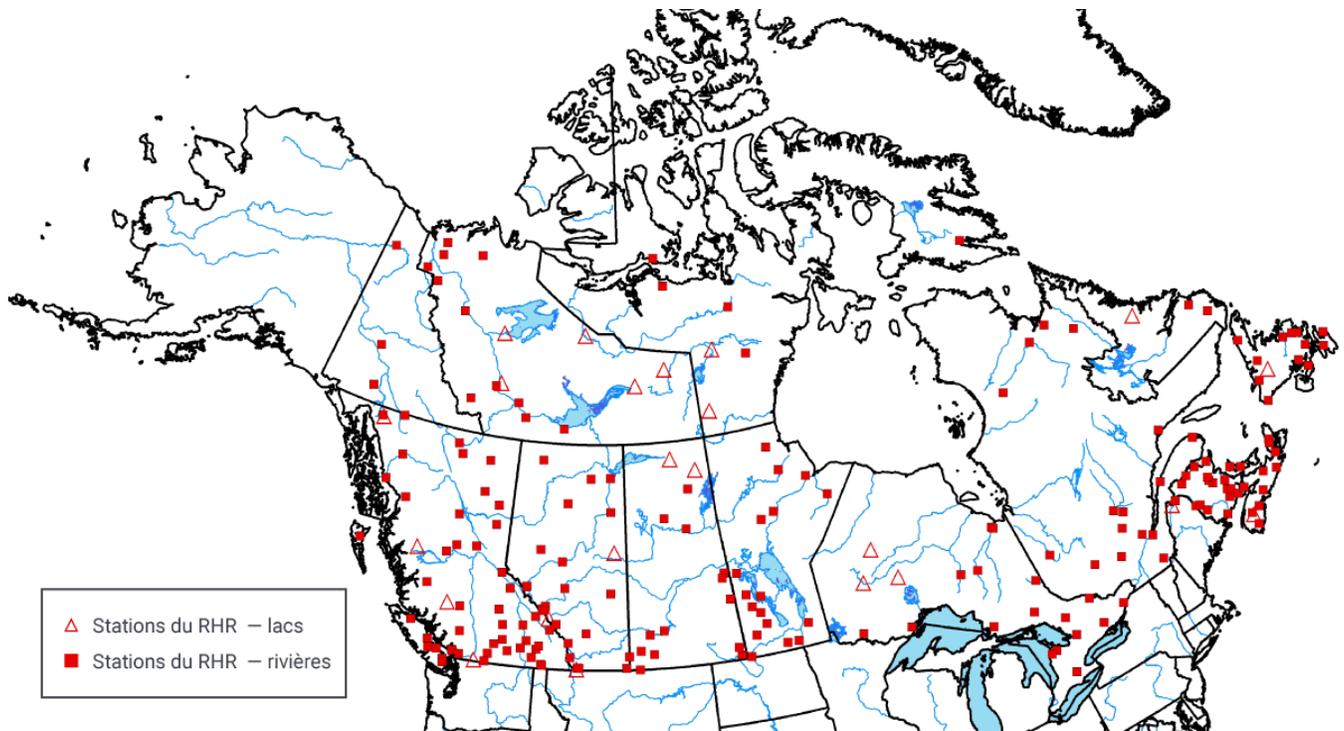


Figure 6.2: Réseau hydrométrique actuel de référence des stations du système fluvial à travers le Canada

Le réseau hydrométrique de référence du Canada (RHR), un sous-ensemble de stations qui ont connu peu ou pas d'altération de l'écoulement fluvial et qui ont donc été largement utilisées pour des études relatives aux écoulements. Cette évaluation s'appuie sur la littérature qui a incorporé principalement les stations du RHR.

SOURCE DE LA FIGURE : DÉRIVÉE À L'AIDE DES DONNÉES DES RELEVÉS HYDROLOGIQUES DU CANADA (ECCC, 2017) <[HTTPS://EAU.EC.GC.CA/INDEX_F.HTML](https://eau.ec.gc.ca/index_f.html)>.

6.2.1: Ampleur de l'écoulement fluvial

L'ampleur de l'écoulement fluvial (ruissellement) est un indicateur clé pour évaluer les changements dans les eaux de surface. Elle est évaluée de façon mensuelle, saisonnière et annuelle pour déterminer les changements dans l'ensemble des volumes d'écoulement et selon des échelles journalières à hebdomadaires pour évaluer les extrêmes des écoulements fluviaux élevés et faibles. Dans tous les cas, les analyses pancanadiennes sont peu fréquentes et, dans la plupart des cas, plus anciennes que les études régionales. Pour l'ensemble du Canada, les tendances annuelles des écoulements fluviaux étaient contradictoires. Des baisses importantes se sont produites à 11 % des stations et des augmentations significatives, à 4 % des stations pour la période de 1967 à 1996. La plupart des baisses étaient dans le Sud du Canada (Zhang et coll., 2001; résultats similaires dans Burn et Hag Elnur, 2002). Le ruissellement saisonnier au cours de la période de 1970 à 2005, dans la plupart des 172 stations évaluées, a été dominé par la variabilité naturelle. Douze pour cent des stations ont fait état d'augmentations importantes du ruissellement hivernal (de décembre à février), alors que seulement 5 % ont connu une diminution significative à l'hiver. Les tendances printanières et estivales étaient contradictoires, sans motif spatial (Monk et coll., 2011). De 1960 à 1997, des augmentations significatives de l'écoulement d'avril se sont produites dans près de 20 % des stations, et des baisses significatives de l'écoulement estival (de mai à septembre) ont été observées dans 14 % des sites (Burn et Hag Elnur, 2002). Des augmentations des écoulements d'avril ont également été recensées (25 % des stations) pour la période plus longue de 1950 à 2012 (Vincent et coll., 2015).

Les études régionales sur les tendances des écoulements fluviaux annuels et saisonniers sont résumées dans le tableau 6.1. Bien que ces études individuelles utilisent des périodes, des stations hydrométriques et des techniques d'analyse différentes, les résultats sont généralement conformes aux analyses pancanadiennes. Les écoulements annuels dans l'Ouest du Canada ont varié d'une région à l'autre, avec des tendances à la fois croissantes et décroissantes depuis environ les années 1960 et 1970 (p. ex. deBeer et coll., 2016). La plupart des baisses ont été observées dans les rivières drainant les pentes orientales des montagnes Rocheuses du centre et du sud, y compris les rivières Athabasca, Peace, Red Deer, Elbow et Oldman (Burnt et coll., 2004a; Rood et coll., 2005; Schindler et Donahue, 2006; St. Jacques et coll., 2010; Yip et coll., 2012; Peters et coll., 2013; Bawden et coll., 2014). Les registres des écoulements fluviaux à long terme (sur plus de 30 ans) des Territoires du Nord-Ouest, y compris le fleuve Mackenzie, indiquent des écoulements annuels croissants (St. Jacques et Sauchyn, 2009; Rood et coll., 2017). Cependant, le ruissellement annuel des rivières qui s'écoulent dans le Nord du Canada dans son ensemble (Océan Arctique occidental, ouest des baies d'Hudson et James, et mer du Labrador) n'a montré aucune tendance significative pour la période allant de 1964 à 2013 (Déry et coll., 2016). Les rivières du Yukon, de la Colombie-Britannique, de l'Ontario et du Québec ont rapporté des tendances annuelles mixtes (Fleming et Clarke, 2003; Brabets et Walvoord, 2009; Fleming, 2010; Fleming et Weber, 2012; Déry et coll., 2012; Nalley et coll., 2012; Hernández-Henríquez et coll., 2017).

Tableau 6.1: Tendances observées dans l'ampleur des écoulements fluviaux annuels, hivernaux et estivaux des études de cas à l'échelle des bassins au Canada

Bassin hydrographique (d'ouest en est)	Tendances annuelles du ruissellement ou des écoulements fluviaux	Tendances hivernales du ruissellement ou des écoulements fluviaux	Tendances estivales du ruissellement ou des écoulements fluviaux	Source
Pan-Arctique	→(aucune tendance significative) de 1964 à 2013 vers la mer de Béring, Océan Arctique occidental, ouest des baies d'Hudson et James, et mer du Labrador ↑ et ↓ vers l'est des baies d'Hudson et James (Océan Arctique oriental)			Déry et al. (2016)
Fleuve Yukon (Yukon)	→de 1944 à 2005; ↑ pendant l'oscillation décennale du Pacifique (ODP) chaude de 1976 à 2005	↑de 1944 à 2005, en raison de l'ODP chaude, de 1976 à 2005	↓ pendant l'ODP chaude, de 1976 à 2005	Brabets et Walvoord (2009)
Rivière White, rivière Alsek; glaciers dans les bassins (Yukon)	↑de 1975 à 1999			Fleming et Clarke (2003)
Rivière Dezadeash, aucun glacier dans le bassin (Yukon)	↓de 1953 à 1999			Fleming et Clarke (2003)
Big Creek, no glacier in basin (YT)	↓de 1975 à 1999			Fleming and Clarke (2003)
Région de la C.-B.	Tendances mixtes de 1966 à 2015		La plupart des tendances positives détectables se produisent au printemps dans les rivières glaciariées de l'ouest situées à > 1 200 m	Hernández-Henríquez et coll. (2017)
Rivières Campbell, Stave, Cheakamus et autres rivières du Sud des régions côtières de la C.B.	↑ de 1984 à 2007	↑ décembre et janvier, ↓ février, de 1984 à 2007		Fleming et Weber (2012)

Tableau 6.1: Tendances observées dans l'ampleur des écoulements fluviaux annuels, hivernaux et estivaux des études de cas à l'échelle des bassins au Canada

Rivière Cowichan (C.-B.)				↓ août, de 1961 à 2006	Fleming (2010)
Fleuve Fraser (C.-B.)	Variabilité croissante				Déry et coll. (2012)
Fleuve Fraser (C.-B.)				↓ de juin à août, de 1958 à 2012	BCMOE (2016)
Rivière Castle près de Beaver Mines (C.-B.)	↓ de 1946 à 1948, de 1951 à 2002				Rood et coll. (2005)
Rivière Bridge (C.-B.)	Petite ↑ possible, de 1984 à 2007	Petite ↑ possible, de 1984 à 2007	Petite ↑ possible, juin et juillet, ↓ août, de 1984 à 2007		Fleming et Weber (2012)
Fleuve Columbia (C.-B.)	Petite ↑ possible, de 1984 à 2007	↑ de 1984 à 2007	Petite ↑ possible, juin et juillet, ↓ août, de 1984 à 2007		Fleming et Weber (2012)
Fleuve Columbia à Fairmont Hot Springs (C.B.)	↓ de 1946 à 1995				Rood et coll. (2005)
Rivière Peace (C.B.)	→ de 1984 à 2007	→ de 1984 à 2007	→ de 1984 à 2007		Fleming et Weber (2012)
Rivière River au village de Peace River (Alberta)				↓ -57 %, de 1912 à 2003	Schindler et Donahue (2006)
	↑ de 1916 à 2013				Rood et coll. (2017)
Fleuve Mackenzie (C.B., Alberta, Yukon, SK, Nunavut)	De 1961 à 2002				Yip et coll. (2012)
	↑ de 1965 à 2007				St. Jacques et Sauchyn (2009)
	↑ de 1940 à 2013				Rood et coll. (2017)
Rivière Liard (Yukon, C.B., Alberta, Nunavut)	↓ moyenne annuelle, de 1960 à 1999	↑ de 1975 à 1999 et de 1960 à 1999	↓ juin et août, de 1975 à 1999		Burn et coll. (2004a)
	↑ minimale annuelle, de 1960 à 1999				
	↓ maximale annuelle, de 1975 à 1999				
	↑ de 1944 à 2013	↑ de 1944 à 2013	↑ de 1944 à 2013		Rood et coll. (2017)
Rivière Peel en amont de Fort McPherson (Nunavut)	→ de 1975 à 2013				Rood et coll. (2017)

Tableau 6.1: Tendances observées dans l'ampleur des écoulements fluviaux annuels, hivernaux et estivaux des études de cas à l'échelle des bassins au Canada

Rivière Athabasca en aval de Fort McMurray (Alberta)	↓ importante de 1958 à 2009		↓ -19 %, de 1958 à 2003	Schindler et Donahue (2006)
			↓ -33,3 %, de 1970 à 2003	Peters et coll. (2013)
			↓ de -30 % à -20 %, de 1958 à 2009	
Rivière Athabasca à Athabasca (Alberta)	→ de 1913 à 2013			Rood et coll. (2017) Peters et coll. (2013)
Bassins inférieurs des rivières Athabasca et Peace (C.B., Alberta, SK)	↓ de 1966 à 2010	Majoritairement des ↓ de 1966 à 2010, avec augmentations dans plusieurs bassins inférieurs	Majorité ↓ de 1966 à 2010	Bawden et coll. (2014)
Rivières Red Deer (Alberta) et Bow (Alberta)	↓ de 1913 à 2002 Petites ↓ de 1911 à 2002 et de 1912 à 2007			Rood et coll. (2005) St. Jacques et coll. (2010)
Rivière Elbow en aval du barrage Glenmore (Alberta)	↓ de 1912 à 2001			St. Jacques et coll. (2010)
Rivière Oldman près de Lethbridge (Alberta)	↓ de 1912 à 2001			St. Jacques et coll. (2010)
			↓ -42 %, de 1915 à 2003	Schindler et Donahue (2006)
Rivière Saskatchewan Sud à Medicine Hat (Alberta)	↓ de 1913 à 1930, de 1936 à 2002; ↑ de 1912 à 2001 (naturalisée, climat seulement)			Rood et coll. (2005); St. Jacques et coll. (2010)
Rivière Saskatchewan Sud à Saskatoon (Alberta, SK)			↓ -84 %, de 1912 à 2003	Schindler et Donahue (2006)
Rivière Saskatchewan Nord à Edmonton (Alberta)	↓ de 1911 à 2007			St. Jacques et coll. (2010)
Ruisseaux non réglementés des Prairies	↓ de 1966 à 2005		↓ de 1966 à 2005	Burn et coll. (2008)
Rivière Winnipeg (Man.)	↑ +58 % depuis 1924	↑ depuis 1924	→ depuis 1924	St. George (2007)

Tableau 6.1: Tendances observées dans l'ampleur des écoulements fluviaux annuels, hivernaux et estivaux des études de cas à l'échelle des bassins au Canada

Baie d'Hudson (Man.)	↓ de 1964 aux années 1980; ↑ années 1980 à 2008	↑ de 1964 à 2008	↓ de 1964 à 2008	Déry et coll. (2011)
Churchill (MB)	↓ de 1964 à 2008			Déry et coll. (2011)
Nagagami River (Ont.)	↑ de 1954 à 2008			Nalley et coll. (2012)
Rivière Missinaibi (Ont.)	↑ de 1954 à 2008			Nalley et coll. (2012)
Rivière Black (Ont.)	↑ de 1954 à 2008			Nalley et coll. (2012)
Rivière Richelieu (Qc)	↑ de 1954 à 2008			Nalley et coll. (2012)
Rivière Eaton (Qc)	Petite ↓ de 1954 à 2007			Nalley et coll. (2012)
Fleuve Saint-Laurent, affluents de la rive sud (Qc)		↓ de 1950 à 2000		Assani et coll. (2012)
Fleuve Saint-Laurent, affluents du nord et de l'ouest de Montréal (Qc)		↑ de 1950 à 2000		Assani et coll. (2012)
Treize rivières du Nouveau-Brunswick		↑ 11/13 (5 significatives à 70 %), ↓ 2/13, 1969–2006	↓ 9/13 (5 importantes à 70 %) de 1969 à 2006	Arisz et coll. (2011)

SOURCE DU TABLEAU : MISE À JOUR DE MORTSCH ET COLL. (2015).

D'un point de vue saisonnier, on constate une tendance constante à l'augmentation des écoulements d'hiver dans de nombreuses régions (voir le tableau 6.1), particulièrement dans les bassins nordiques, comme les rivières Mackenzie et Yukon, et ceux qui s'écoulent dans la baie d'Hudson. Les écoulements d'été ont généralement diminué dans la plupart des régions du Canada, bien que les baisses ne soient pas aussi répandues que pour l'hiver. Notez que ces études sont généralement cohérentes sur la direction du changement, mais il y a de grandes différences dans le taux des changements. Bon nombre de ces tendances régionales dans les écoulements étaient liées aux tendances des précipitations ou à la variabilité touchant l'ensemble du bassin, bien que le réchauffement hivernal et la fonte des neiges qui y est associée expliquent plusieurs des augmentations de l'écoulement hivernal et du début du printemps (p. ex. deBeer et coll., 2016). De plus, plusieurs écoulements ont été associés à la variabilité climatique interne naturelle (principalement El Niño-Oscillation australe, oscillation décennale du Pacifique [ODP] et oscillation arctique [OA]; voir le chapitre 2, encadré 2.5), particulièrement pour l'Ouest du Canada pendant l'hiver (p. ex. Bonsal et Shabbar, 2008; Whitfield et coll., 2010), le bassin du Mackenzie (St. Jacques et Sauchyn, 2009) et les rivières qui s'écoulent dans la baie d'Hudson (Déry et Wood, 2004).

Les changements dans les écoulements fluviaux extrêmes à court terme sont des indicateurs importants du risque d'inondation. L'ampleur des écoulements maximums d'un jour (l'écoulement le plus élevé d'un jour enregistré pendant l'année) de 1970 à 2005 a révélé que 11 % des sites hydrométriques à travers le Canada ont des tendances significativement décroissantes (niveaux d'écoulement maximaux plus faibles), alors que seulement un peu moins de 4 % ont des tendances à la hausse (niveaux d'écoulement maximaux plus élevés) (Monk et coll., 2011). Une étude plus récente utilisant un ensemble élargi de stations du RHR (280) pour la période 1961-2010 a donné des résultats très similaires, 10 % des sites affichant des baisses significatives et moins de 4 %, des augmentations significatives (Burn et Whitfield, 2016) (voir la figure 6.3).

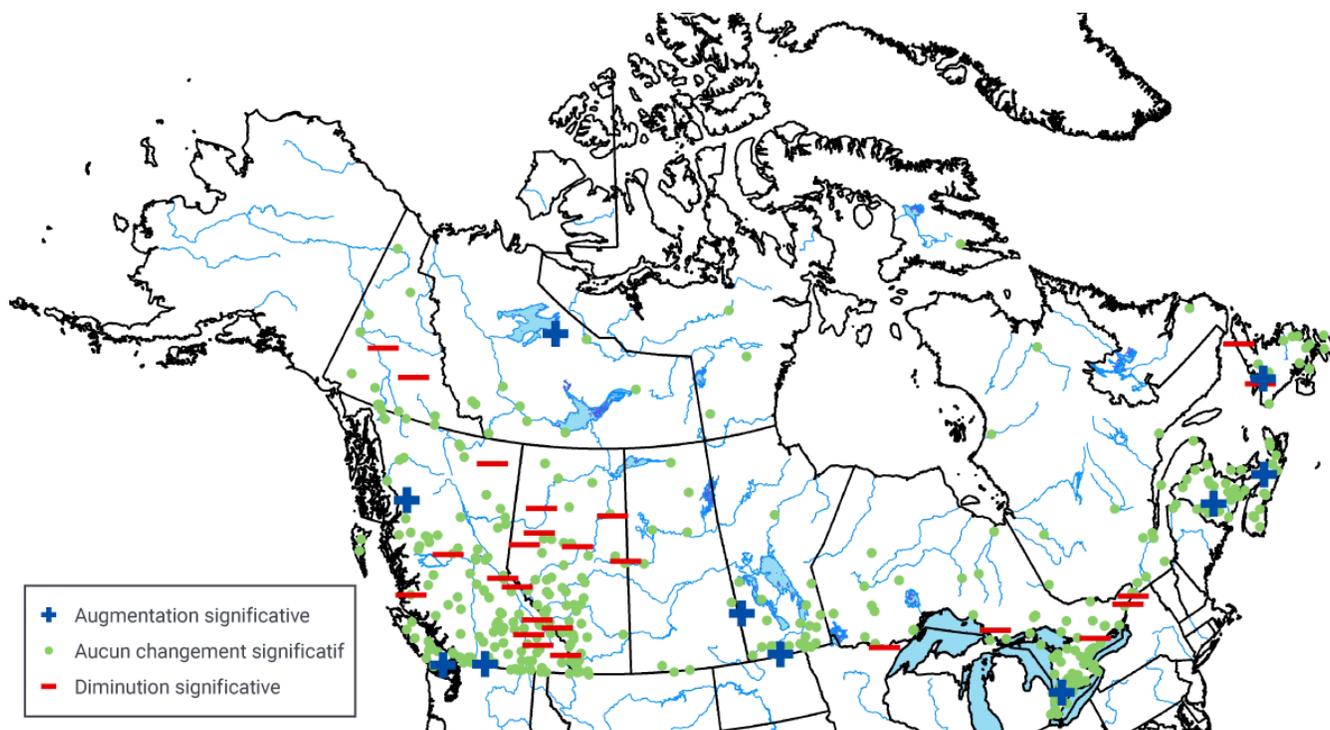


Figure 6.3: Évolution des écoulements fluviaux au Canada, tendances en matière d'écoulement maximal, 1961-2010

Résumé des tendances en matière d'écoulement maximal d'un jour au Canada à l'aide de stations sur des cours d'eau non réglementés du réseau hydrométrique de référence (voir l'encadré 6.1). Les tendances significatives indiquent qu'il y a seulement 5 % de possibilité que de tels changements soient dus à la chance.

SOURCE DE LA FIGURE : MODIFIÉE DE BURN ET WHITFIELD (2016).

Les écoulements faibles sont tout aussi importants pour les écosystèmes aquatiques et la société, car ils représentent des périodes de diminution de la disponibilité de l'eau. Le nombre des stations qui affichent des tendances d'écoulement minimum d'un jour (18 %) est nettement inférieur à celui des stations qui affichent des taux beaucoup plus élevés (8 %) (voir la figure 6.4) (Monk et coll., 2011). Les résultats d'un plus petit sous-ensemble de stations du RHR (Ehsanzadeh et Adamowski, 2007, pour 1961-2000 et Burn et coll., 2010, pour 1967-2006) ont révélé des tendances similaires dans les écoulements de sept jours, alors que les sites ayant des valeurs considérablement inférieures (36 % et 18 % pour chaque étude, respectivement) étaient plus nombreux que les sites dont les valeurs étaient plus élevées (7 % et 5 %, respectivement).

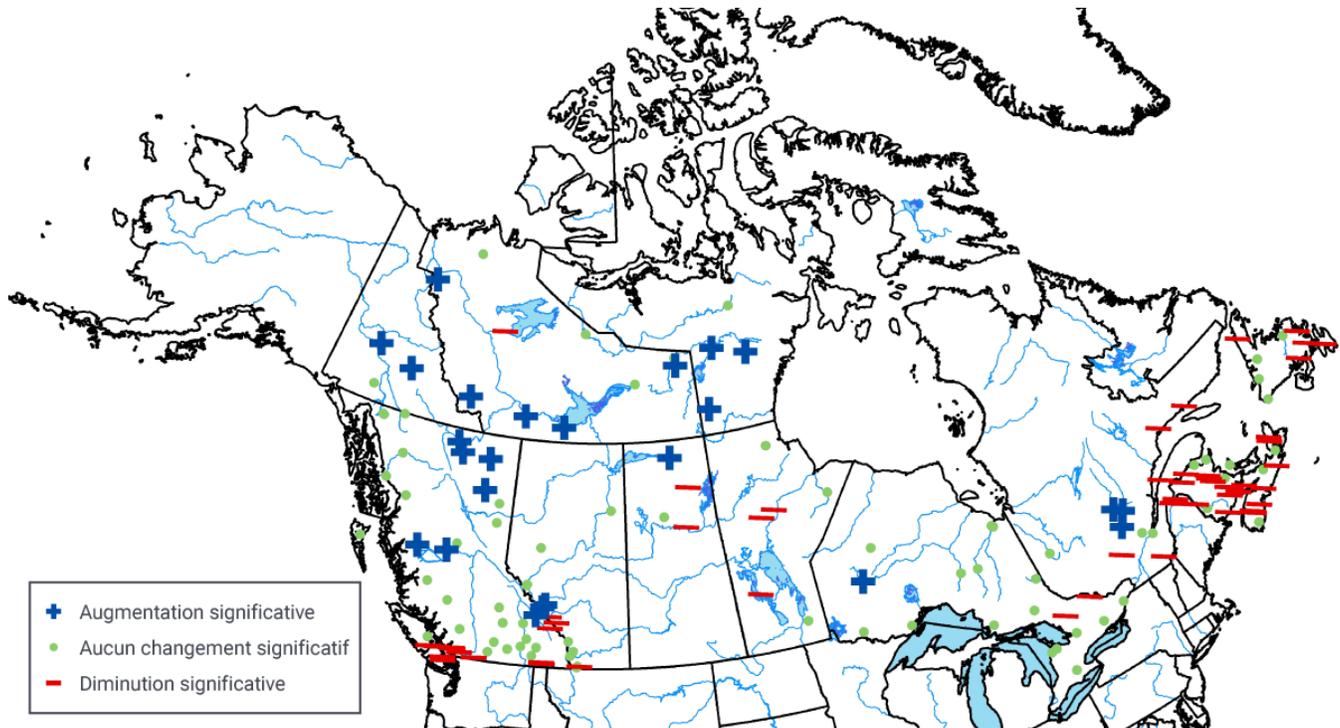


Figure 6.4: Évolution des écoulements fluviaux au Canada, tendances en matière d'écoulement minimal, de 1970 à 2005

Résumé des tendances d'écoulement minimal d'une journée au Canada à l'aide de stations sur des cours d'eau non réglementés du réseau hydrométrique de référence (voir l'encadré 6.1). Les tendances significatives indiquent qu'il y a seulement 10 % de possibilité que de tels changements soient dus à la chance.

SOURCE DE LA FIGURE : MODIFIÉE DE MONK ET COLL. (2011).

Parmi les indicateurs de la disponibilité de l'eau douce, on note l'écoulement de base, la portion de l'écoulement fluvial résultant de l'exfiltration d'eau du sol (liée aux eaux souterraines; voir la section 6.5). L'écoulement de base soutient souvent l'approvisionnement en eau des rivières pendant des périodes à faible écoulement. Pour la grande majorité des sites au Canada, les tendances annuelles en matière d'écoulement de base n'ont pas beaucoup changé de 1966 à 2005 (Rivard et coll., 2009). Cependant, l'analyse d'un indice d'écoulement de base dans l'ensemble du Canada a révélé que certains endroits avaient d'importantes tendances décroissantes (11 % des stations) et d'autres avec des tendances croissantes (9 %) (Monk et coll., 2011). De plus, dans le Nord-Ouest du Canada, l'écoulement de base hivernal a augmenté de façon significative dans 39 % des 23 rivières analysées. L'explication probable est une exfiltration accrue d'eau à partir du dégel du pergélisol dû au réchauffement climatique (St. Jacques et Sauchyn, 2009).

Une seule étude publiée a directement attribué des changements à l'ampleur de l'écoulement fluvial aux changements climatiques anthropiques. Cela incluait des baisses observées récemment (juin-août) à l'écoulement estival de quatre rivières de la Colombie-Britannique (Najafi et coll., 2017b). Ces diminutions étaient dues à une diminution des accumulations de neige à la fin du printemps (et par conséquent, un ruissellement estival inférieur), diminution qui a été attribuée à l'influence humaine sur le réchauffement des températures de la saison froide (Najafi et coll., 2017a) (voir le chapitre 4, section 4.3.1.2).

Les changements futurs prévus dans l'ampleur des écoulements fluviaux canadiens n'ont pas fait l'objet d'un examen approfondi à l'échelle nationale, bien que plusieurs évaluations régionales aient été réalisées (voir le tableau 6.2 et la figure 6.5). La majorité de ces études sont basées sur la troisième phase du Projet d'intercomparaison de modèles couplés (CMIP3) et des scénarios d'émission du Rapport spécial sur les scénarios d'émissions (Special Report on Emissions Scenarios ou SRES) (voir le chapitre 3, section 3.3) sauf indication contraire. Les résultats sont généralement cohérents sur la direction du changement, bien qu'il y ait de grandes incertitudes par rapport à l'ampleur. En général, pour le milieu du XXI^e siècle, les bassins hydrographiques de la Colombie-Britannique et du Nord de l'Alberta devraient enregistrer des augmentations de ruissellement annuel et hivernal, tandis que certains bassins versants en Alberta, au sud-ouest de la Colombie-Britannique et dans le Sud de l'Ontario devraient connaître une baisse de l'écoulement estival (Kerkhoven et Gan, 2011; Poitras et coll., 2011; Bennett et coll., 2012; Bohrn, 2012; Harma et coll., 2012; Schnorbus et coll., 2011; 2014; Shrestha et coll., 2012a; Eum et coll., 2017; Islam et coll., 2017). Dans la région des Prairies, on prévoit que la plupart des rivières du Sud de l'Alberta et de la Saskatchewan verront une diminution de ruissellement annuel et estival (Lapp et coll., 2009; Shepherd et coll., 2010; Forbes et coll., 2011; Kerkhoven et Gan, 2011; Kienzle et coll., 2012; Tanzeeba et Gan, 2012; St. Jacques et coll., 2013, 2017). Cependant, les rivières du Sud et du Nord du Manitoba devraient voir un écoulement croissant (Poitras et coll., 2011; Shrestha et coll., 2012b; Stantec, 2012). Les changements prévus dans le ruissellement annuel futur sont incohérents en Ontario (EBNFLO Environmental and AquaResource Inc., 2010; Grillakis et coll., 2011), tandis qu'au Québec, la majorité des études projetaient des écoulements annuels croissants (Quilbe et coll., 2008; Minville et coll., 2008, 2010; Boyer et coll., 2010; Chen et coll., 2011; Guay et coll., 2015). Une étude québécoise utilisant plusieurs modèles de la cinquième phase du Projet d'intercomparaison de modèles couplés (CMIP5) a constaté que les écoulements du milieu du siècle (2041-2070) pour les rivières du Sud dans des scénarios d'émissions moyennes et élevées (RCP4.5 et RCP8.5) seront caractérisés par un écoulement printanier de pointe plus précoce et plus faible et un ruissellement estival inférieur. L'écoulement moyen annuel devrait augmenter dans les régions nordiques et diminuer dans le Sud (CEHQ, 2015). L'écoulement fluvial annuel devrait augmenter pour le Nouveau-Brunswick (El-Jabi et coll., 2013) et le Labrador (Roberts et coll., 2012). Dans le Nord-Ouest du Canada, les données probantes indiquent que les bassins hydrographiques comme les bassins fluviaux du Mackenzie et du Yukon verront une augmentation de l'écoulement annuel, principalement en raison des précipitations plus élevées projetées à des latitudes plus élevées (p. ex. Poitras et coll., 2011; Thorne, 2011; Vetter et coll., 2017).

Tableau 6.2: Évolution prévue des écoulements fluviaux annuels et saisonniers des études de cas à l'échelle du bassin au Canada

Bassin hydrographique (d'ouest en est)	Prévisions	Principales références
Rivière Baker (C.B.)	La plupart des scénarios pour les années 2050 prévoyaient une augmentation du ruissellement hivernal et une diminution du ruissellement estival, y compris une diminution de l'équivalent en eau de la neige	Bennett et coll. (2012)
Rivière Campbell (C.B.)	Augmentation du ruissellement hivernal dans les années 2050 et diminution du ruissellement estival; aucun consensus sur l'évolution du ruissellement annuel moyen	Schnorbus et coll. (2011); Bennett et coll. (2012)

Tableau 6.2: Évolution prévue des écoulements fluviaux annuels et saisonniers des études de cas à l'échelle du bassin au Canada

Ruisseau Trepanier, bassin de l'Okanagan (C.B.)	Baisse de la moyenne de l'écoulement fluvial annuel et estival, et crue printanière survenant deux semaines plus tôt dans les années 2050 que durant la période allant de 1983 à 1993	Harma et coll. (2012)
Rivière Ingenika (C.B.)	Hausse du ruissellement hivernal dans les années 2050; pas de consensus sur l'évolution du ruissellement estival	Bennett et coll. (2012)
Fleuve Fraser River (C.B.)	Pas de consensus sur l'extrapolation de la moyenne annuelle de l'écoulement dans les années 2050 pour le fleuve Fraser; l'écoulement estival devrait diminuer, quel que soit le scénario	Shrestha et coll. (2012a)
	La fonte précoce des neiges printanières dans les années 2050 (environ 25 jours), produisant plus de ruissellement en hiver et au printemps, et un retour précoce à des volumes d'écoulement moindres en été à l'embouchure	Islam et coll. (2017)
Fleuve Columbia (C.B.); Rivière Peace (C.B., Alberta)	Les prévisions d'écoulement fluvial pour les années 2050 indiquent que ces cours d'eau conserveront les caractéristiques d'un régime nival d'ici le milieu du siècle, bien que les décalages de la distribution des écoulements fluviaux se traduisent par des crues précoces et plus importantes à l'hiver, un ruissellement printanier plus élevé et un ruissellement estival moins élevé. Une augmentation globale du ruissellement annuel est prévue.	Schnorbus et coll. (2014)
Rivière Liard (Nunavut)	Augmentation générale de l'écoulement annuel dans les scénarios de réchauffement climatiques	Thorne (2011)
Fleuve Mackenzie (Nunavut)	Tendance croissante au ruissellement annuel moyen au cours du XXI ^e siècle	Vetter et coll. (2017)
Rivière Athabasca (Alberta)	Augmentations prévues des écoulements printaniers et hivernaux, augmentation des écoulements minimaux et maximaux, les écoulements estivaux devraient diminuer dans les 2050 et les 2080; augmentation globale du ruissellement annuel atteignant l'embouchure de la rivière	Eum et coll. (2017)

Tableau 6.2: Évolution prévue des écoulements fluviaux annuels et saisonniers des études de cas à l'échelle du bassin au Canada

Sud des Prairies (affluents de la rivière Saskatchewan en Alberta et en Saskatchewan)	Diminution du ruissellement annuel dans les années 2050, à l'exception de l'augmentation de la rivière Cline, Alberta, en raison d'une forte augmentation du ruissellement hivernal, des augmentations de la rivière Rouge et des baisses de la rivière Old Man, en Alberta; un décalage vers un ruissellement printanier de pointe précoce et une fin d'été plus sèche sont attendus	Lapp et coll. (2009); Shepherd et coll. (2010); Forbes et coll. (2011); Kienzle et coll. (2012); St. Jacques et coll. (2013, 2017)
Churchill (Manitoba)	Dans une comparaison entre les modèles hydrologiques, deux des trois projections de modèles hydrologiques pour une série de scénarios climatiques augmentent le ruissellement annuel, tandis qu'un troisième modèle le réduit	Bohrn (2012)
Lac Winnipeg – Bassins supérieurs des rivières Assiniboine et Morris (Manitoba)	Augmentation du ruissellement annuel projeté pour le bassin supérieur de la rivière Assiniboine et pour la plupart des scénarios dans le bassin Morris	Shrestha et coll. (2012b); Stantec (2012)
Bassins de l'Ouest du Canada : rivières Columbia, Fraser, Yukon, Mackenzie, Churchill, Nelson et Saskatchewan	Augmentation de l'écoulement moyen annuel prévu pour les années 2050; augmentation de l'ampleur des écoulements fluviaux hivernaux et écoulement printanier de pointe précoce pour les bassins nordiques; augmentation importante de la fréquence de retour sur 10 ans des écoulements hivernaux et automnaux minimaux sur 15 jours et des écoulements élevés d'un jour pour les bassins de haute latitude de l'Ouest du Canada; diminution des événements d'écoulement élevé pour les bassins plus au Sud (Churchill, Saskatchewan et Athabasca)	Poitras et coll. (2011)
Ruisseau Spencer (Ontario)	Augmentation de la moyenne annuelle, ainsi que de la moyenne automnale et hivernale de l'écoulement fluvial, et diminution d'écoulement de pointe printanier (mars et avril)	Grillakis et coll. (2011)
Rivière Credit (Ontario)	Prévisions variées concernant l'écoulement fluvial annuel	EBNFLO Environmental and AquaResource Inc. (2010)
305 affluents au Québec	Augmentation de l'écoulement fluvial annuel moyen pour la majeure partie des bassins hydrographiques du Québec; diminution de la contribution de juin à août à l'écoulement fluvial annuel	Guay et coll. (2015)

Tableau 6.2: Évolution prévue des écoulements fluviaux annuels et saisonniers des études de cas à l'échelle du bassin au Canada

Rivières québécoises au sud d'environ 50 degrés Nord	Il est prévu que les écoulements annuels moyens des années 2050 diminueront dans les régions du Sud et augmenteront dans les régions nordiques; les inondations de printemps devraient avoir lieu plus tôt, le volume et la période de pointe diminuant dans le Sud; les crues estivales et automnales devraient être plus élevées, et les écoulements estivaux, moins élevés, sur une grande partie du Sud du Québec	CEHQ (2015)
Affluents du Saint-Laurent, au Québec (y compris les rivières Richelieu, Saint-François, Yamachiche, Saint-Maurice et Batiscan)	Hausse du ruissellement hivernal moyen dans les années 2050, la plupart des scénarios anticipant une diminution du ruissellement estival et une augmentation du ruissellement annuel	Boyer et coll. (2010)
Chaudière (Québec)	Légère diminution du ruissellement annuel dans les années 2020	Quilbe et coll. (2008)
Chute-du-Diable (Québec)	La plupart des scénarios suggèrent des augmentations du ruissellement hivernal, printanier et automnal, alors que l'été devrait voir une diminution, avec des augmentations du ruissellement annuel pour les années 2050 et 2080	Minville et coll. (2008)
Rivière Peribonka (Québec)	Le temps de crue du printemps arrivera généralement plus tôt, une pointe printanière légèrement plus élevée et un ruissellement annuel légèrement plus élevé sont prévus pour les années 2050 et 2080	Minville et coll. (2010)
Rivières Saint John, Nashwaak, Canaan, Kennebecasis, Restigouche et Miramichi (Nouveau-Brunswick)	Augmentation des écoulements fluviaux annuels moyens dans les années 2050; selon le scénario et la tranche de temps utilisée, augmentation de la fréquence des inondations et des sécheresses	El-Jabi et coll. (2013)
Bassin de la rivière Pinus (Labrador, Terre-Neuve)	Augmentation des écoulements fluviaux annuels moyens dans les années 2050, avec une période de pointe printanière ayant lieu deux semaines plus tôt par rapport à la période de 1971 à 2000	Roberts et coll. (2012)

SOURCE DU TABLEAU : MODIFIÉ ET MIS À JOUR DE COHEN ET COLL. (2015).

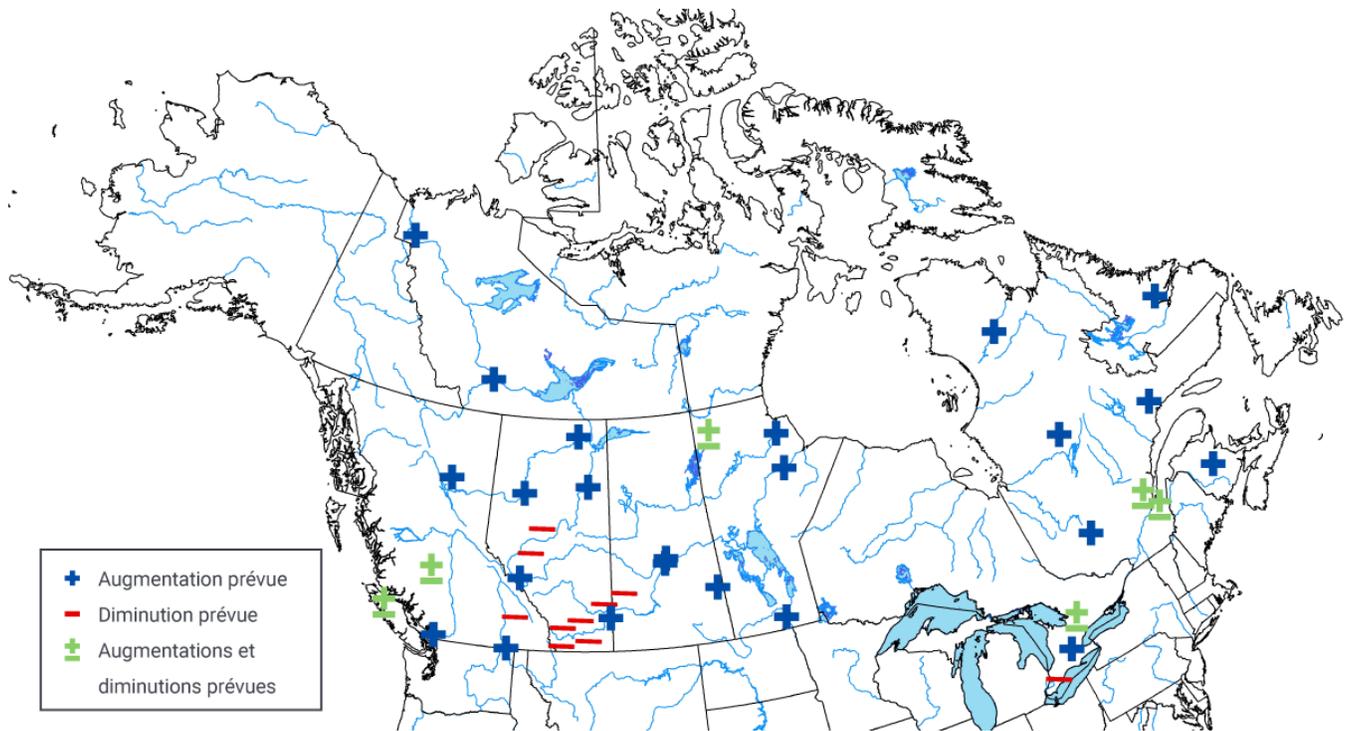


Figure 6.5: Évolution future prévue des écoulements fluviaux annuels au Canada

Résumé des changements prévus des écoulements fluviaux annuels dans l'ensemble du Canada du milieu à la fin du XXI^e siècle en fonction de divers scénarios d'émissions.

SOURCE DE LA FIGURE : MISES À JOUR DE BUSH ET COLL. (2014) ET DE COHEN ET COLL. (2015).

6.2.2: Rythme de l'écoulement fluvial

Un écoulement fluvial fiable est important pour les usagers de l'eau et les écosystèmes aquatiques, qui se sont habitués à un approvisionnement suffisant en eau à certains moments de l'année. Par conséquent, le rythme des écoulements fluviaux et les régimes connexes (voir la section 6.2.3) sont des indicateurs importants de la disponibilité de l'eau douce. Le rythme des événements d'écoulement fluvial est fortement influencé par le climat. Ces événements comprennent les crues printanières, lorsque l'écoulement augmente de façon spectaculaire, en raison de la fonte des neiges, et des écoulements maximaux et minimaux de plus courte durée (généralement d'un à sept jours) au cours de l'année. Les études pancanadiennes ont généralement rapporté que la saison des grands écoulements printaniers arrive désormais plus tôt (Zhang et coll. 2001; Déry et coll., 2009; Vincent et coll., 2015). Cette constatation est étayée par une étude utilisant 49 stations hydrométriques du RHR avec plus de 30 années de données, jusqu'à 2010 (Jones et coll., 2015; voir la figure 6.6). Le taux moyen de variation des stations ayant des tendances précédentes était d'environ deux jours par décennie, ce qui correspond à d'autres études montrant des crues précoces (p. ex. Prowse et coll., 2002).

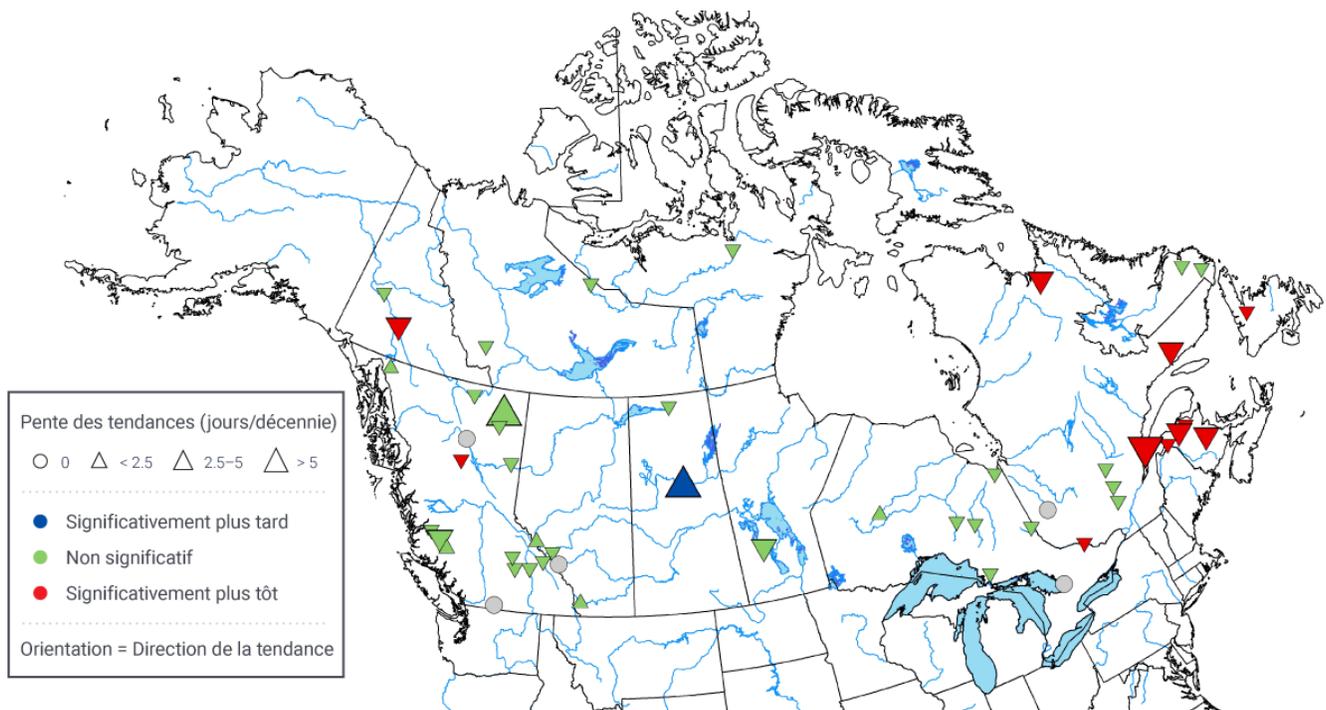


Figure 6.6: Évolution antérieure du rythme des crues printanières

Tendances en matière du rythme de crue du printemps (en jours par décennie avec une ampleur proportionnelle à la taille du triangle) pour 49 stations dans des cours d'eau non réglementés du réseau hydrométrique de référence (RHR; voir l'encadré 6.1). Les triangles pointant vers le bas représentent des crues plus tôt et les triangles pointant vers le haut, des crues plus tardives. Les triangles verts indiquent que la tendance n'est pas importante. Les tendances significatives indiquent qu'il y a seulement 5 % de possibilité que de tels changements soient dus à la chance. Les périodes couvertes par les données varient de 30 à 100 ans.

SOURCE DE LA FIGURE : MODIFIÉ À PARTIR DE JONES ET COLL. (2015).

Plusieurs études régionales dans l'Ouest du Canada, y compris dans les Territoires du Nord-Ouest, ont aussi révélé une apparition précoce des crues printanières au cours des dernières décennies (Burn et coll., 2004a, 2004b; Abdul Aziz et Burn, 2006; Burn, 2008; Rood et coll., 2008; Cunderlik et Ouarda, 2009). Par exemple, le fleuve Fraser, en Colombie-Britannique, a affiché une tendance pour des accumulations de neige moins importantes et pour l'apparition précoce de la fonte des neiges, ce qui a donné lieu à une crue printanière précoce de 10 jours (avec des réductions subséquentes des écoulements estivaux) pour la période de 1949 à 2006 (Kang et coll., 2016). Dans le bassin du Mackenzie (Colombie-Britannique, Alberta et Territoires du Nord-Ouest), la crue du printemps a progressé d'environ 2,7 jours par décennie au cours des 25 dernières années (Woo et Thorne, 2003). Ces tendances sont compatibles avec l'augmentation des températures printanières (voir le chapitre 4, section 4.2.1.1) et la fonte précoce des neiges résultante (p. ex. deBeer et coll., 2016).

Les périodes d'écoulements annuels faibles de diverses durées (un, sept, 15 et 30 jours) sont survenues de plus en plus tôt dans l'année au cours de la période de 1954 à 2003 dans le Sud de la Colombie-Britannique, le Centre et le Sud-Ouest de l'Alberta, le Centre de la Saskatchewan, la majeure partie de l'Ontario, ainsi que les provinces de l'Atlantique. Le Nord de la Colombie-Britannique, le Yukon, les Territoires du Nord-Ouest, le Nunavut et la région des Grands Lacs laurentiens ont connu des tendances importantes vers des dates plus tardives. Des résultats spatiaux semblables ont aussi été observés pour les écoulements faibles d'hiver et d'été (Khaliq et coll., 2008). Pour ce qui est du moment où les écoulements sont élevés, on a observé que les événements de pointe précipités par les pluies estivales se produisaient plus tôt dans certaines régions des Prairies (Burn et coll., 2008). Cependant, l'Ouest du Canada dans son ensemble n'a montré aucune tendance constante dans le rythme des écoulements élevés dominés par les pluies (p. ex. Cunderlik et Ouarda, 2009).

Aucune étude canadienne n'a directement attribué le changement du rythme des écoulements fluviaux aux changements climatiques anthropiques. Toutefois, comme les crues précoces du printemps sont le résultat d'un fort réchauffement hivernal et printanier, et que la plupart des réchauffements observés au Canada sont dus à l'influence humaine (voir le chapitre 4, section 4.2.1.2), il existe un solide raisonnement selon lequel les changements observés dans le caractère saisonnier des écoulements fluviaux sont au moins partiellement attribuables au réchauffement anthropique. De plus, les tendances vers les écoulements fluviaux précoces provoqués par la fonte des neiges dans l'Ouest des États-Unis depuis 1950 (y compris le bassin du fleuve Columbia qui s'étend dans le Sud de la Colombie-Britannique) ont été attribuées au réchauffement climatique anthropique (Hidalgo et coll., 2009).

Il y a peu d'études sur le rythme futur des écoulements fluviaux au Canada. Il est prévu qu'une période de pointe précoce de fonte des neiges et la crue printanière qui en résulte surviendront au milieu du siècle (2041-2070), dans l'Ouest du Canada, en particulier pour les bassins nordiques. Cette prévision repose sur le modèle climatique régional canadien et un scénario d'émissions élevées (A2). On a aussi prévu ce décalage pour les événements de faible écoulement vers la fin d'hiver pour la majorité des bassins de l'Ouest du Canada (Poitras et coll., 2011). L'écoulement précoce des crues printanières a aussi été prévu pour la période du milieu du siècle (2041-2070) à l'aide de plusieurs modèles CMIP5 sous des scénarios d'émissions moyennes (RCP4.5) et élevées (RCP8.5). Les crues printanières devraient progresser en moyenne de 25 jours (RCP4.5 et RCP8.5) dans le fleuve Fraser, en Colombie-Britannique (Islam et coll., 2017), et de 15 jours (RCP4.5) et 20 jours (RCP8.5) pour les rivières du Sud du Québec (CEHQ, 2015). Compte tenu de la poursuite du réchauffement printanier projeté pour le Canada (voir le chapitre 4, section 4.2.1.3), des crues printanières précoces sont également probables dans d'autres régions du Canada.

6.2.3: Régime de l'écoulement fluvial

Les changements suivants aux régimes d'écoulement fluvial (voir l'encadré 6.2) sont attendus dans un climat de réchauffement : (1) début précoce de la crue printanière; (2) des événements de fonte de neige de moindre importance; (3) une augmentation des écoulements pluviaux; (4) une transition de bassins nivaux vers des régimes mixtes et de régimes mixtes à des régimes pluviaux (Burn et coll., 2016). Les études régionales ont donné des résultats similaires. Par exemple, les tendances dans les régions sud de l'Ouest du Canada (bassins hydrographiques des fleuves Fraser et Columbia) sont associées à des changements dans le rythme du ruissellement, dont une saison de fonte des neiges et des glaciers plus courte, un début précoce de fonte printanière et une diminution des écoulements estivaux pendant environ les 50 dernières années (p. ex. Rood et coll., 2008; Déry et coll., 2009). Des décalages de régimes nivaux à des régimes mixtes ou même pluviaux ont été observés pour les petits ruisseaux de prairie (Burn et coll., 2008; Shook et Pomeroy, 2012; Dumanski et coll., 2015).

Encadré 6.2: Régimes d'écoulement fluvial

Le régime d'écoulement fluvial se réfère à la distribution saisonnière des écoulements, influencée principalement par le climat dominant dans la région (p. ex. Moore et coll., 2017). La température influe sur le type de précipitation (pluie ou neige), l'accumulation d'un manteau de neige et le rythme et la quantité de glace et de ruissellement à la fonte des neiges. Les précipitations déterminent l'amplitude potentielle de l'écoulement généré au cours des différentes périodes de l'année. Au Canada, les régimes d'écoulement fluvial sont classés comme nivaux (dominés par la fonte des neiges), glaciaires (dominés par les glaciers), pluviaux (dominés par les pluies) ou mixtes (voir la figure 6.7). Dans une grande partie du pays, la plupart des précipitations hivernales tombent sous forme de neige et fondent au printemps et au début de l'été. En conséquence, la grande majorité des rivières sont nivales (voir la figure 6.8). Ces régimes présentent des écoulements élevés au printemps et au début de l'été (en raison de la fonte des neiges), et le rythme dépend de l'emplacement géographique (puisque la fonte des neiges est plus tardive vers le nord ou à des altitudes plus élevées) et de la taille du bassin hydrographique (voir la figure 6.7a). Les régimes glaciaires sont confinés aux régions montagneuses de l'Ouest du Canada et des îles de l'extrême Arctique où sont présents des glaciers et des calottes glaciaires. Ces régimes sont associés à un ruissellement initial de la fonte des neiges, suivi d'un écoulement continu vers la fin de l'été, soutenu par la fonte des glaces (voir la figure 6.7b). Les régimes pluviaux sont maintenus par la distribution saisonnière des précipitations. À des altitudes inférieures sur la côte ouest du Canada, il s'agit d'écoulements élevés durant l'hiver et de faibles écoulements durant l'été et l'automne (voir la figure 6.7c). Sur la côte est, les écoulements plus élevés sont les plus courants au printemps et en automne. On trouve aussi des combinaisons de ces régimes (appelés régimes mixtes) au Canada (voir la figure 6.7d). Par exemple, les régimes nivo-pluviaux sont influencés par la neige et les précipitations, la proportion exacte dépendant de l'emplacement du ruisseau. En Colombie-Britannique, par exemple, les modes d'écoulements saisonniers passent de pluvial (dominé par la pluie) dans les régions côtières/basses altitudes à nival (dominé par la neige) vers l'intérieur continental de la province et des élévations plus élevées (Moore et coll., 2017).

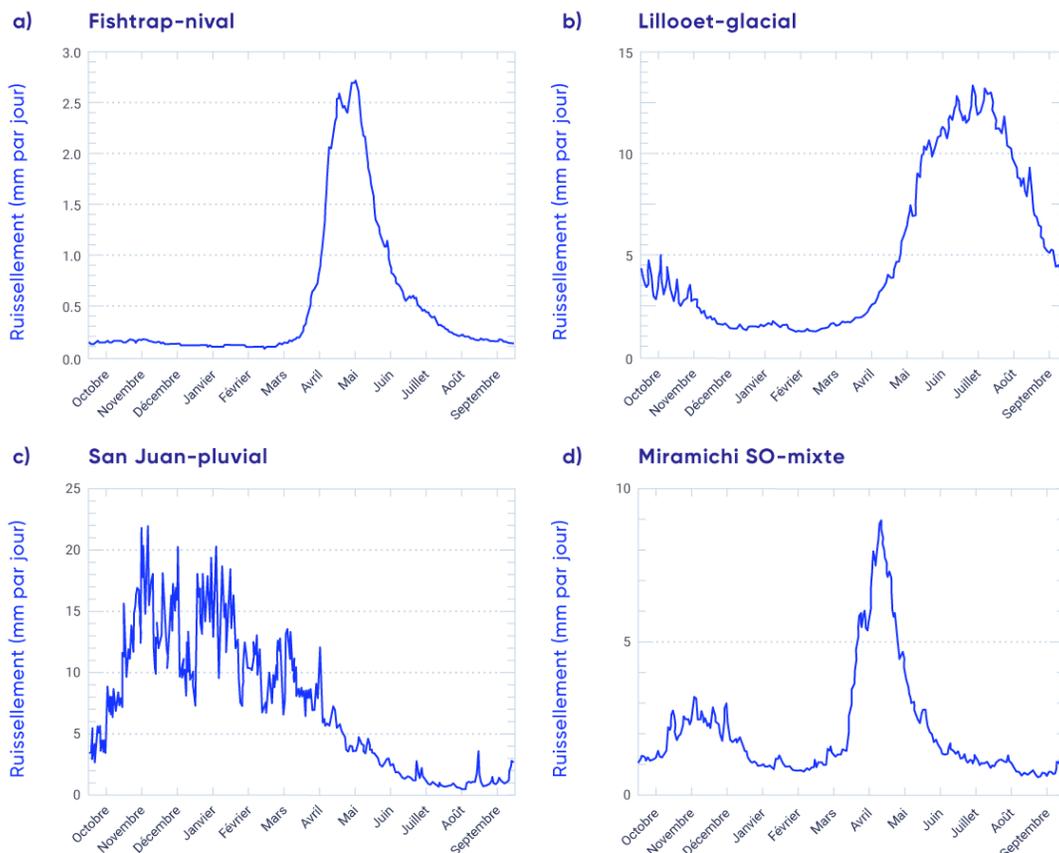


Figure 6.7: Régimes d'écoulement fluvial typiques à travers le Canada

Quantités moyennes à long terme de ruissellement quotidien pour (a) le ruisseau Fishtrap près de McLure (Colombie-Britannique) (nival), (b) la rivière Lillooet près de Pemberton (Colombie-Britannique) (glaciaire), (c) la rivière San Juan près de Port Renfrew (Colombie-Britannique) (pluvial) et (d) la rivière Miramichi sud-ouest à Blackville (Nouveau-Brunswick) (mixte). Toutes les données sont pour la période de 1981 à 2000.

SOURCES DE LA FIGURE : MODIFIÉ À PARTIR DE DÉRY ET COLL. (2009) AVEC LES DONNÉES OBTENUES DES RELEVÉS HYDROLOGIQUES DU CANADA (ECCC, 2017; <[HTTPS://EAU.EC.GC.CA/](https://eau.ec.gc.ca/)>).

Les bassins hydrographiques nivaux sont surtout situés dans le Nord et l'Ouest du Canada, tandis que les bassins pluviaux se situent sur les côtes est et ouest, et les bassins mixtes sont principalement dans le Sud de l'Ontario et du Québec et dans le Canada Atlantique (voir la figure 6.8). Les régimes glaciaires n'ont pas été identifiés dans cette analyse (Burn et coll., 2016). La caractérisation des régimes est basée sur des moyennes hydroclimatiques à plus long terme, mais, dans la majeure partie du Canada, il y a une variabilité considérable d'une année à l'autre dans ces tendances.

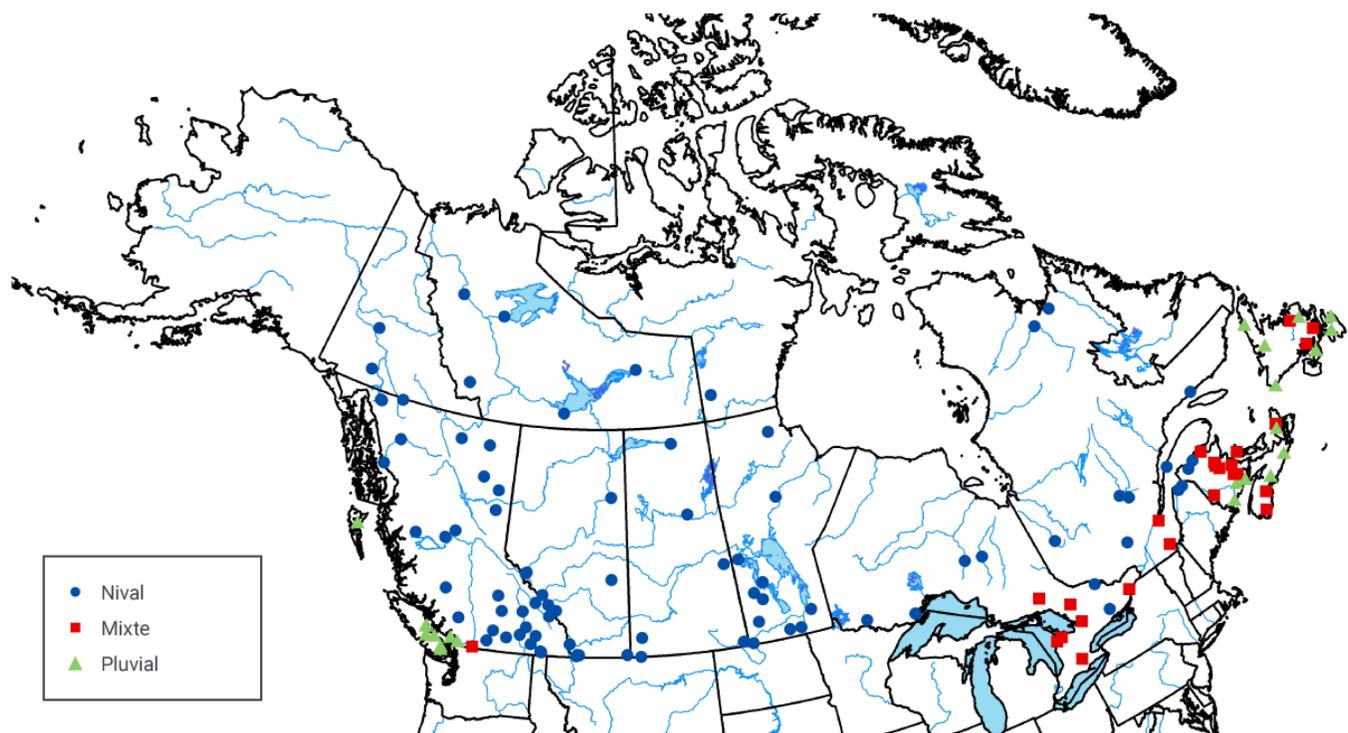


FIGURE 6.8: RÉPARTITION SPATIALE DES RÉGIMES D'ÉCOULEMENT FLUVIAL DANS L'ENSEMBLE DU CANADA

L'emplacement des régimes d'écoulement nivaux (dominés par la fonte des neiges), pluviaux (dominés par les pluies) et mixte à travers le Canada sur la base d'un sous-ensemble des stations du Réseau hydrométrique de référence pour la période de 1963 à 2012. Les régimes glaciaires n'ont pas été identifiés dans cette analyse.

SOURCE DE LA FIGURE : MODIFIÉ À PARTIR DE BURN ET COLL. (2016).

6.2.4: Inondations liées aux écoulements fluviaux

Une inondation est le débordement des limites normales d'un ruisseau ou d'un autre plan d'eau, ou l'accumulation d'eau sur des zones qui ne sont normalement pas submergées. Une inondation se produit typiquement au niveau local ou des bassins hydrographiques. Il y en a plusieurs types y compris fluviales, urbaines, éclairées et côtières (voir la FAQ 6.1 et, pour les inondations côtières, le chapitre 7, section 7.5.3; Seneviratne et coll., 2012). Cette section n'évalue que les inondations liées aux écoulements fluviaux, bien que les implications pour les inondations urbaines soient discutées. Les principales causes des inondations fluviales sont les précipitations intenses et/ou de longue durée, la fonte des neiges/glaces, la pluie sur neige, les embâcles la rivière ou une combinaison de ces causes. Le risque d'inondation est également touché par les conditions du bassin hydrographique, comme les niveaux d'eau préinondation dans les rivières; la présence de neige et de glace; le caractère du sol (p. ex. qu'il soit congelé, sa teneur en eau); l'urbanisation et l'existence de digues, de barrages et de réservoirs (p. ex. Bates et coll., 2008).

Les inondations fluviales sont un phénomène courant et naturel, mais les grands événements représentent souvent une catastrophe coûteuse pour les Canadiens (Buttle et coll., 2016; Peters et coll., 2016). Compte tenu de l'éventail des facteurs potentiels, les inondations peuvent survenir à n'importe quel moment de l'année, quelque part au Canada. Les inondations découlant de la fonte des neiges et des embâcles ont généralement lieu pendant le printemps, mais peuvent aussi être causées par des fontes mi-hivernales. Les inondations générées par des précipitations intenses et/ou excessives se produisent généralement à la fin du printemps et à l'été, lorsque les précipitations de convection atmosphériques (généralement brèves, mais intenses averses résultant de la convection de la chaleur formant des cumulonimbus) sont plus fréquentes. L'inondation du Sud de l'Alberta, en juin 2013, a été un exemple d'un événement coûteux, qui a été principalement entraîné par des pluies extrêmes (y compris des pluies sur neige à des altitudes plus élevées) associées à un système météorologique intense (Liu et coll., 2016; Teufel et coll., 2017) (voir le chapitre 4, section 4.4.1.1). En revanche, les embâcles sur les rivières Lower Peace et Athabasca dans le Nord de l'Alberta en 2014 ont entraîné une inondation généralisée des zones humides du delta, ce qui a été bénéfique pour le maintien de l'écosystème aquatique dans la région (Peters et coll., 2016). En 2014, un début tardif de la fonte des neiges et les pluies abondantes de mai et de juin ont entraîné des inondations majeures dans le Sud-Est des Prairies du Canada (Szeto et coll., 2015).

Les différentes régions du Canada sont classées selon le type d'inondation qu'elles connaissent généralement. Dans l'ensemble du pays, 32 % des 136 sites de jauge de courant (1913-2006) sont classés comme étant dominés par des crues printanières/ de débâcle de glace, 42 % comme étant dominés par des crues d'eau libre (c.-à-d. pendant la saison chaude) et 23 % comme étant un mélange de ces deux classes. Le moment où les niveaux d'eau de pointe influencés par la glace et la débâcle de la glace (qui peuvent entraîner des inondations) se produit plus tôt depuis la fin des années 1960 (von de Wall et coll., 2009; 2010) (voir aussi le chapitre 5, section 5.5). Il y a aussi des régions du Canada, comme la rivière Saint-Jean, au Nouveau-Brunswick, où les plaines inondables ont été soumises à des embâcles plus fréquents en milieu d'hiver et à des écoulements d'avril plus élevés, qui augmentent tous deux le risque d'inondation majeure (Beltaos, 2002). Cependant, des analyses plus récentes des rivières au Canada dominées par des crues de printemps et des inondations d'eau libre a révélé que les changements dans l'ampleur, le rythme, le nombre et la durée des événements à écoulement élevé montraient des tendances variables à travers le Canada, augmentant dans certains cas et diminuant dans d'autres. Dans le cas des bassins nivaux, il s'agissait de tendances pour des inondations moins importantes et plus précoces; ce qui est en accord avec une réduction de l'accumulation de neige (Burn et Whitfield, 2016). En outre, l'examen du caractère saisonnier des régimes d'inondation précédents dans 132 stations du RHR sur quatre périodes allant de 50 à 80 ans a révélé la diminution de l'importance des inondations à la fonte des neiges et l'importance accrue des inondations provoquées par les pluies sur neige et la fonte des neiges (Burn et coll., 2016). À la connaissance des auteurs, aucune étude n'a évalué les tendances passées des inondations urbaines au Canada.

Les interactions complexes entre les nombreux facteurs qui mènent à des inondations fluviales compliquent l'attribution de ces événements aux changements climatiques anthropiques. Une étude d'attribution des inondations du Sud de l'Alberta en 2013 a déterminé que le réchauffement induit par l'influence humaine a augmenté la probabilité de précipitations extrêmes, au moins aussi importantes que la quantité observée pendant cet événement (Teufel et coll., 2017). Toutefois, puisque l'inondation a résulté d'une combinaison de nombreux facteurs météorologiques et hydrologiques, l'influence humaine n'a pas pu être détectée pour l'inondation elle-même (voir le chapitre 4, section 4.4.1.1). De même, une étude d'attribution des inondations de 2014 dans le Sud-Est des Prairies a été incapable de détecter l'influence humaine sur cette inondation, en raison de multiples facteurs contributifs (Szeto et coll., 2015).

On s'attend à ce que les changements climatiques aient un effet sur plusieurs facteurs influant sur l'occurrence future d'inondations fluviales (voir la FAQ 6.1). Ceux-ci comprennent la quantité, le type et l'intensité des précipitations; la quantité et la durée de la couverture de neige; le moment et la fréquence des embâcles; et le potentiel pour les événements de pluie sur neige. Cependant, les interactions entre les facteurs générateurs d'inondations à l'échelle des bassins hydrographiques entraînent de grandes incertitudes quant à la fréquence et à l'intensité des inondations futures (Whitfield, 2012). Certaines études ont suggéré que la contribution de la fonte des neiges aux inondations printanières devrait généralement diminuer en raison de l'épuisement des accumulations (p. ex. Whitfield et Cannon, 2000; Zhang et coll., 2001; Peters et coll. 2006). Toutefois, il n'y a que quelques études à l'échelle des bassins hydrographiques sur les inondations fluviales futures (et/ou leurs facteurs connexes) au Canada, qui utilisent les projections du modèle climatique comme intrants dans un modèle hydrologique. Par exemple, on prévoit que l'épuisement du manteau neigeux lors d'événements de fonte à la mi-hiver entraînera une réduction importante de la fréquence des inondations printanières provoquées par des embâcles, mais pourrait accroître le risque d'inondations provoquées par des embâcles du milieu de l'hiver dans le delta Peace-Athabasca dans le Nord de l'Alberta (Beltaos et coll. 2006). Il est prévu que deux bassins hydrographiques de la Colombie-Britannique, l'un sur la côte et l'autre à l'intérieur, connaissent un potentiel accru d'inondation en raison d'une augmentation des pluies et des événements de pluies sur neige dans le bassin hydrographique côtier et d'une augmentation des pluies printanières et de l'accélération des événements de fonte des neiges dans le bassin intérieur (Loukas et coll., 2000; 2002). Pour le bassin de la rivière Rouge au Manitoba, l'accumulation de neige pendant l'hiver devrait diminuer, tandis que les pluies devraient augmenter pendant la période de fonte. Toutefois, en raison de la variabilité entre les modèles climatiques, il est difficile de déterminer si l'ampleur des inondations augmentera ou diminuera (Rasmussen, 2015). Dans le bassin hydrographique de la rivière Châteauguay au Québec, les crues de pointe du printemps, de l'été et de l'automne devraient perdre d'ampleur dans un scénario d'émissions moyennes (B2), mais il existe de grandes différences entre les trois modèles utilisés (Mareuil et coll., 2007). La seule étude des changements projetés dans les événements de pluie sur neige a suggéré des augmentations générales de ces événements de novembre à mars pour la majeure partie du Canada d'ici le milieu du siècle (2041-2070) pour les scénarios d'émissions de moyennes (RCP4.5) et élevées (RCP8.5) (Jeong et Sushama, 2018). À la connaissance des auteurs, aucune étude n'a évalué les changements projetés aux inondations urbaines au Canada. Toutefois, les augmentations des précipitations extrêmes sont considérées comme un facteur qui influera sur leur apparition future (p. ex. Buttle et coll., 2016; Sandink, 2016).

FAQ 6.1: Y aura-t-il plus de sécheresses et d'inondations au Canada dans un climat plus chaud?

Réponse brève

Lorsque les sécheresses et les inondations se produisent, il y a habituellement plusieurs facteurs contributifs. Cela rend la prévision des changements futurs dans ces événements très difficile. Certains facteurs contributifs seront touchés par le réchauffement climatique anthropique, et certains changeront en raison d'autres influences humaines (comme les changements dans le paysage). En outre, la variabilité naturelle du climat continuera de jouer un rôle. À mesure que la température augmentera, la menace de sécheresse augmentera dans de nombreuses régions du Canada. On s'attend à ce que les augmentations prévues des précipitations extrêmes dans un climat plus chaud augmentent la probabilité d'inondation produite par la pluie dans certaines régions. Les inondations liées à la fonte des neiges devraient se produire plus tôt dans l'année, mais il n'est pas clair de la manière dont le réchauffement projeté et les réductions de la couverture de neige se combineront pour influencer sur leur fréquence et leur ampleur.

Réponse détaillée

À mesure que les températures augmentent, la menace de sécheresse devrait augmenter dans de nombreuses régions du Canada. Cela comprend les prairies du Sud du Canada et l'intérieur de la Colombie-Britannique, ainsi que des régions qui dépendent de la fonte des neiges et/ou de l'eau de fonte glaciaire pour leur principale source d'approvisionnement en eau pendant la saison sèche. Cependant, il y a une incertitude considérable quant à la prévision des sécheresses futures. De même, alors que le réchauffement futur devrait influencer sur les facteurs provoquant des inondations, comme les précipitations extrêmes et la quantité et le moment de la fonte des neiges et de la glace, il n'est pas simple de savoir comment ces changements interagissent pour influencer sur la fréquence et l'ampleur des inondations à travers le Canada.

L'air plus chaud peut contenir plus d'humidité. Par conséquent, dans un monde plus chaud, on s'attend à ce que le cycle hydrologique devienne plus intense, avec plus de pluies concentrées dans des événements extrêmes et des périodes sèches plus longues entre ceux-ci (par exemple, Houghton, 2004). La disponibilité de l'eau au Canada est naturellement variable, avec des sécheresses et des inondations périodiques. La question de savoir si les extrêmes secs et humides augmenteront à l'avenir au Canada à la suite de changements climatiques anthropiques est une question qui met l'adaptation climatique au défi.

Sécheresses

Dans un monde plus chaud, la plupart des modèles climatiques prévoient des périodes chaudes plus fréquentes et plus longues; dans l'ensemble, une augmentation globale de la sécheresse estivale dans les régions moyennes intérieures de l'Amérique du Nord; et une fonte des neiges plus précoce et moins abondante (p. ex. Trenberth, 2011). Comme il est prévu que le climat canadien de chaque saison se réchauffe sous toute une gamme de scénarios d'émissions, le risque de sécheresse devrait augmenter dans de nombreuses régions du pays. En été, des températures plus élevées causent une évaporation accrue, y compris une plus grande perte d'humidité par les feuilles de plantes (transpiration). Cela conduit à un séchage plus rapide des sols si l'incidence des températures plus élevées n'est pas compensée par d'autres changements (comme la réduction de la vitesse du vent ou l'augmentation de l'humidité) (Sheffield et coll., 2012). La fréquence et l'intensité des

sécheresses estivales varieront selon que les précipitations estivales futures compenseront l'évaporation et la transpiration accrues. Les modèles climatiques actuels suggèrent que les prairies du Sud du Canada et l'intérieur de la Colombie-Britannique seront davantage exposés à la sécheresse à l'avenir, mais il y a une incertitude considérable dans les projections de sécheresse à venir. Les accumulations plus petites et la fonte précoce des neiges et de la glace associées au réchauffement pourraient accroître le risque de sécheresse dans les nombreux bassins alimentés par la fonte des neiges à travers le Canada qui dépendent de cette source d'eau, ainsi que dans les régions qui dépendent de l'eau de fonte glaciaire pour leur principale source d'approvisionnement en eau pendant la saison sèche (p. ex. Barnett et coll., 2005). Par conséquent, à mesure que les températures augmentent, la menace de sécheresse va augmenter dans de nombreuses régions du Canada.

Inondations

Les inondations se produisent typiquement à un éventail d'échelles, de l'échelle locale à l'échelle des bassins hydrographiques. Plusieurs types d'inondations touchent les Canadiens, mais les plus préjudiciables sont celles qui sont liées aux rivières et aux zones urbaines (parfois associées aux inondations des rivières). Au Canada, les principales causes des inondations des rivières sont les précipitations intenses et/ou de longue durée, la fonte des neiges et de la glace (y compris les événements de pluie ou de neige), les embâcles des cours d'eau ou une combinaison de ces causes. Les changements dans le paysage, comme le déboisement (y compris celui causé par les incendies et les maladies des arbres) et le drainage des terres humides, exacerbent les inondations des rivières. Les inondations urbaines sont habituellement causées par des précipitations intenses de courte durée (p. ex. celles associées à des orages). L'urbanisation crée de vastes zones de surfaces imperméables (routes, terrains de stationnement, bâtiments) qui augmentent le ruissellement immédiat, et les fortes averses peuvent dépasser la capacité des égouts pluviaux (Melillo et coll., 2014).

Alors que le réchauffement futur devrait influencer sur les facteurs qui causent les inondations, il n'est pas simple de savoir comment ces changements interagiront pour influencer sur la fréquence et l'ampleur des inondations futures au Canada. Les augmentations prévues des précipitations extrêmes (voir le chapitre 4) devraient augmenter la probabilité d'inondations urbaines générées par la pluie dans certaines régions. De plus, lorsque des précipitations extrêmes surviennent dans les zones touchées par la sécheresse, les sols plus secs et plus compacts sont moins aptes à absorber l'eau, augmentant ainsi la probabilité d'écoulement de surface et le potentiel de causer des inondations (p. ex. Houghton, 2004). Les températures hivernales et printanières plus élevées qui sont prévues entraîneront des changements au moment de la fonte des neiges et de la glace et engendreront un potentiel plus élevé pour les événements de pluie sur neige. Le risque d'embâcles des cours d'eau peut aussi augmenter à la suite des dégels hivernaux. Toutefois, comme les températures plus chaudes seront associées à de plus petites accumulations, il n'est pas clair de l'incidence que le réchauffement aura sur la fréquence et l'ampleur des inondations futures liées à la fonte des neiges (p. ex. Whitfield, 2012). Néanmoins, les inondations liées à la fonte des neiges devraient se produire plus tôt dans l'année, en moyenne, en association avec des températures plus élevées. Certaines données probantes sur ce décalage ont déjà été observées dans certains cours d'eau canadiens au cours des dernières décennies (Burn et Whitfield, 2016).

Questions pour la recherche future

Les changements climatiques peuvent aussi influencer sur les conditions météorologiques et les tempêtes. Par exemple, les modèles climatiques prédisent des changements dans les phénomènes susceptibles de causer des précipitations extrêmes, comme les rivières atmosphériques (bandes étroites d'humidité concentrée dans l'atmosphère qui pénètrent dans l'Ouest du Canada depuis l'océan Pacifique; p. ex. Radic et coll., 2015), et l'intensification rapide des systèmes de tempête (parfois appelés « bombes météorologiques », p. ex. Seiler et coll., 2018). Ces changements pourraient influencer sur l'occurrence future et l'emplacement des inondations au Canada. De plus, il a été démontré que les modes naturels de variabilité climatique, y compris El Niño-Oscillation australe, l'oscillation décennale du Pacifique et l'oscillation nord-atlantique, influent sur les sécheresses et les inondations au Canada (p. ex. Bonsal et Shabbar, 2008). Les changements climatiques anthropiques peuvent entraîner des changements dans ces modes de variabilité climatique au XXI^e siècle, influant ainsi sur les sécheresses et les inondations futures au Canada. Tous ces sujets sont des domaines de recherche actifs.

Résumé de la section

Pour résumer, de nombreuses études nationales et quelques études régionales ont examiné les changements passés à l'écoulement de surface au cours des dernières décennies. La plupart ont incorporé des stations du RHR (voir l'encadré 6.1), minimisant ainsi les effets de la réglementation de l'eau. Il y a un grand accord entre ces analyses – et donc un **degré de confiance élevé** – que la crue printanière arrive maintenant plus tôt, avec des écoulements d'hiver et de début de printemps plus élevés (voir le tableau 6.1 et la figure 6.6). Il y a moins de preuves – et donc un **degré de confiance moyen** – que les écoulements estivaux ont diminué, ce qui a été principalement documenté dans l'Ouest du Canada (voir le tableau 6.1). Tous ces changements sont en accord avec le réchauffement observé en hiver et au printemps (voir le chapitre 4, section 4.2.1.1) et les changements qui en résultent au manteau de neige, y compris moins de neige à des altitudes plus élevées, qui maintiennent souvent le ruissellement estival (voir le chapitre 5, section 5.2.1). Ils peuvent aussi être partiellement attribués à des changements climatiques anthropiques. Les études nationales et régionales sur les écoulements annuels antérieurs ont révélé peu de cohérence au Canada (voir le tableau 6.1) et reflètent généralement les variations régionales des précipitations et de la variabilité climatique naturelle (voir le chapitre 2, section 2.3.3).

Compte tenu du réchauffement prévu (voir le chapitre 4, section 4.2.1.3) et des réductions résultantes de la couverture de neige et des glaciers de montagne et l'augmentation du dégel du pergélisol (voir le chapitre 5), il y a un **degré de confiance élevé** que les changements saisonniers observés dans les écoulements fluviaux se poursuivront. Des preuves cohérentes de ces changements prévus, caractérisées par des crues printanières encore plus précoces, des écoulements hivernaux plus élevés et des écoulements estivaux réduits, sont fournies dans de nombreuses études régionales (voir le tableau 6.2). On s'attend à ce que ces changements dans le climat physique transforment les régimes nivaux (dominés par la fonte des neiges) en régimes pluviaux (dominé par les pluies). Il y a cependant de grandes incertitudes quant à l'ampleur des changements projetés. Les études régionales projettent à la fois des augmentations et des diminutions de l'écoulement fluvial annuel, avec des augmentations principalement dans les bassins nordiques, et des diminutions principalement dans les bassins intérieurs de l'Ouest (voir le tableau 6.2 et la figure 6.5). En raison des incertitudes de modélisation et de la complexité des facteurs associés à l'écoulement annuel, il y a un **degré de confiance moyen** que ces changements annuels projetés se produiront.

Les inondations liées aux écoulements fluviaux résultent de nombreux facteurs, notamment les précipitations intenses et/ou de longue durée, la fonte des neiges, les embâcles, les événements de pluie sur neige ou une combinaison de ces facteurs. Les études ne révèlent aucune tendance spatialement cohérente dans ces facteurs, y compris les événements d'écoulement fluvial extrêmes d'une journée (voir la figure 6.3), partout au pays. Il n'y a pas non plus d'indication des tendances spatialement cohérentes d'inondations urbaines ou liées aux écoulements fluviaux pour l'ensemble du Canada. On s'attend à ce qu'un climat changeant exerce diverses formes d'influence sur les facteurs causant des inondations. Par exemple, bien qu'aucune étude évaluant les changements futurs dans les inondations urbaines n'ait été identifiée, il s'ensuit directement – et donc un **degré de confiance élevé** – que les augmentations prévues dans les précipitations extrêmes (voir le chapitre 4, section 4.3.2.2) entraînent une augmentation de l'incidence des inondations urbaines générées par la pluie dans certaines régions. L'augmentation prévue des températures (voir le chapitre 4, section 4.2.1.3) suggère un décalage vers des inondations liées à la fonte des neiges plus précoces, y compris celles associées à la fonte des neiges printanières, aux embâcles et aux événements de pluie sur glace. Ce décalage est compatible avec la tendance pour des crues printanières plus précoces (voir la section 6.2.2) et avec quelques études qui ont recensé une tendance semblable vers des inondations liées à la fonte des neiges et des écoulements fluviaux de pointe touchés par la glace au cours des dernières décennies. Toutefois, compte tenu de la complexité des facteurs associés aux inondations liées à la fonte des neiges et du caractère limité des études connexes, il n'y a qu'un **degré de confiance moyen** que ce décalage se produise. Il existe une incertitude considérable quant à savoir si ces augmentations de température et

cette réduction du manteau neigeux (voir le chapitre 5, section 5.2.2) auront une incidence sur la fréquence et l'ampleur des inondations futures liées à la fonte des neiges. La diminution des accumulations de neige implique que la contribution de la fonte des neiges aux inondations diminuera, y compris les inondations induites par les embâcles ou les événements de pluie sur neige. Des études individuelles ont permis de recenser de plus petites inondations liées à la fonte des neiges dans certains bassins nivaux à travers le pays au cours des dernières décennies et une diminution prévue des inondations causées par les embâcles dans le delta Peace-Athabasca en raison de la réduction du manteau neigeux. Les températures plus chaudes impliquent également un potentiel plus élevé de pluie sur neige, et une étude a montré des augmentations prévues de ces événements partout au Canada. Toutefois, étant donné que les accumulations devraient être plus petites à l'avenir, il n'est pas certain qu'une augmentation de la pluie sur neige entraînerait un plus grand potentiel d'inondation. Par conséquent, il y a un manque de preuves cohérentes concernant les effets des changements climatiques sur les inondations futures liées à la fonte des neiges dans l'ensemble du pays.

6.3: Niveaux d'eau de surface : lacs et terres humides

Message clé

Dans les régions du Canada où il y a suffisamment de données, il n'y a aucune indication de changements à long terme pour les niveaux des lacs et des terres humides. Les niveaux futurs peuvent diminuer dans le Sud du Canada, où l'évaporation accrue peut dépasser les précipitations accrues (*degré de confiance faible*). Le réchauffement et le dégel du pergélisol prévus pourraient entraîner des changements futurs, y compris le drainage rapide, dans de nombreux lacs du Nord canadien (*degré de confiance moyen*).

Le Canada compte plus de 2 millions de lacs couvrant 7,6 % de la superficie du pays, dont 578 ont une superficie supérieure à 100 km² (Comité national canadien, 1975; Monk et Baird, 2011). Il y a un large éventail de types de lacs, dont les Grands Lacs laurentiens (Supérieur, Michigan, Huron, Érié et Ontario) et les Grands Lacs du Mackenzie (Grand lac des Esclaves et Grand lac de l'Ours), les lacs arctiques et subarctiques, glaciaires, boréaux et des Prairies et les lacs alcalins fermés peu profonds (Schertzer et coll., 2004). Le niveau de certains lacs est surveillé par le réseau hydrométrique du Canada (voir l'encadré 6.1). Autre que dans quelques cas choisis, il y a peu d'information sur les tendances passées et les changements prévus dans les niveaux des lacs. De plus, bon nombre des plus grands lacs sont réglementés par les humains et il n'y a pas d'ensemble de données national exhaustif pour les lacs non réglementés. Il serait donc difficile de réaliser une évaluation pancanadienne des tendances passées et des changements futurs. Cette section se concentre sur les grands lacs et plans d'eau, reflétant la documentation disponible et les données de surveillance.

Les niveaux d'eau douce des lacs et des terres humides sont gouvernés par une simple équation :

$$\text{Intrants} - \text{extrants} = \text{variation du stockage (c.-à-d. niveau d'eau ou apport net du bassin [ABN])}$$

Les principaux intrants comprennent l'afflux de rivières (ruissellement), les précipitations directes sur le plan d'eau, la fonte des neiges et l'afflux d'eaux souterraines. Les extrants comprennent l'écoulement fluvial, l'évaporation et l'échange avec les eaux souterraines. La contribution de ces variables varie considérablement avec la taille du plan d'eau. Les plus grands lacs situés

dans de très grands bassins hydrographiques sont touchés par des événements loin en amont, en plus du climat local/régional. Les plus petits lacs et terres humides sont plus sensibles aux conditions climatiques locales. Les plans d'eau de surface au Canada deviennent de plus en plus vulnérables à divers stress, tant liés au climat qu'à la gestion humaine (réglementation des écoulements et changement d'utilisation des terres) (p. ex. Schertzer et coll., 2004).

6.3.1: Grands Lacs laurentiens

Compte tenu de leur importance pour le Canada et les États-Unis, les Grands Lacs laurentiens sont parmi les plans d'eau les plus étudiés en Amérique du Nord. Les niveaux de ces lacs sont surveillés depuis plus de 100 ans par des organismes fédéraux canadiens et américains. Les niveaux présentent un grand degré de variabilité en raison des variations climatiques naturelles, ainsi que de la gestion humaine directe (p. ex. dragage, déviations). Ces fluctuations ont des répercussions importantes sur l'érosion des berges, l'inondation des propriétés, la navigation, les loisirs, l'économie, les écosystèmes aquatiques et la santé humaine. De façon saisonnière, les niveaux d'eau progressent généralement d'un maximum estival à un minimum hivernal/printanier (Argyilan et Forman, 2003). Les lacs présentent aussi des fluctuations annuelles et pluriannuelles inférieures à 2,0 m, variant selon le lac (Wilcox et coll., 2007; MPO, 2013).

Dans l'ensemble, les Grands Lacs laurentiens ont tous connu une grande variabilité de l'ANB et ses principales composantes individuelles (précipitation à l'échelle du bassin, évaporation du lac et écoulement des cours d'eau) au cours des dernières décennies (voir la figure 6.9). Cette variabilité d'année en année et pluriannuelle est fortement influencée par les modes de variabilité climatique à grande échelle qui se produisent naturellement, y compris l'ODP, l'OA et l'oscillation multidécennale de l'Atlantique (voir le chapitre 2, encadré 2.5) (p. ex. Ghanbari et Bravo, 2008; Hanrahan et coll., 2010). Compte tenu de la grande étendue géographique du bassin des Grands Lacs laurentiens, les tendances en matière d'ANB et de ses composants individuels varient d'un lac à l'autre. Dans le lac Supérieur, l'évaporation augmente et le ruissellement diminue, entraînant une baisse significative de l'ANB. Ces tendances sont également observées pour le lac Érié (mais pas à des niveaux statistiquement significatifs). Dans le lac Ontario, l'ANB a augmenté de façon significative, principalement en raison de l'augmentation des précipitations et du ruissellement, bien que les changements dans ces composantes individuelles ne soient pas significatifs. Pour les autres lacs, les tendances sont insignifiantes et incohérentes. Par exemple, le ruissellement diminue pour le lac Érié, mais augmente pour les lacs Michigan, Huron et Ontario. L'évaporation a augmenté au cours des 70 dernières années dans les lacs Supérieur et Érié, mais montre relativement peu de changements dans les autres lacs (bien que les valeurs aient augmenté depuis environ 1998). Les précipitations ont augmenté dans le lac Ontario, mais elles ont diminué dans le lac Supérieur, alors qu'aucune tendance n'est évidente dans les autres lacs.

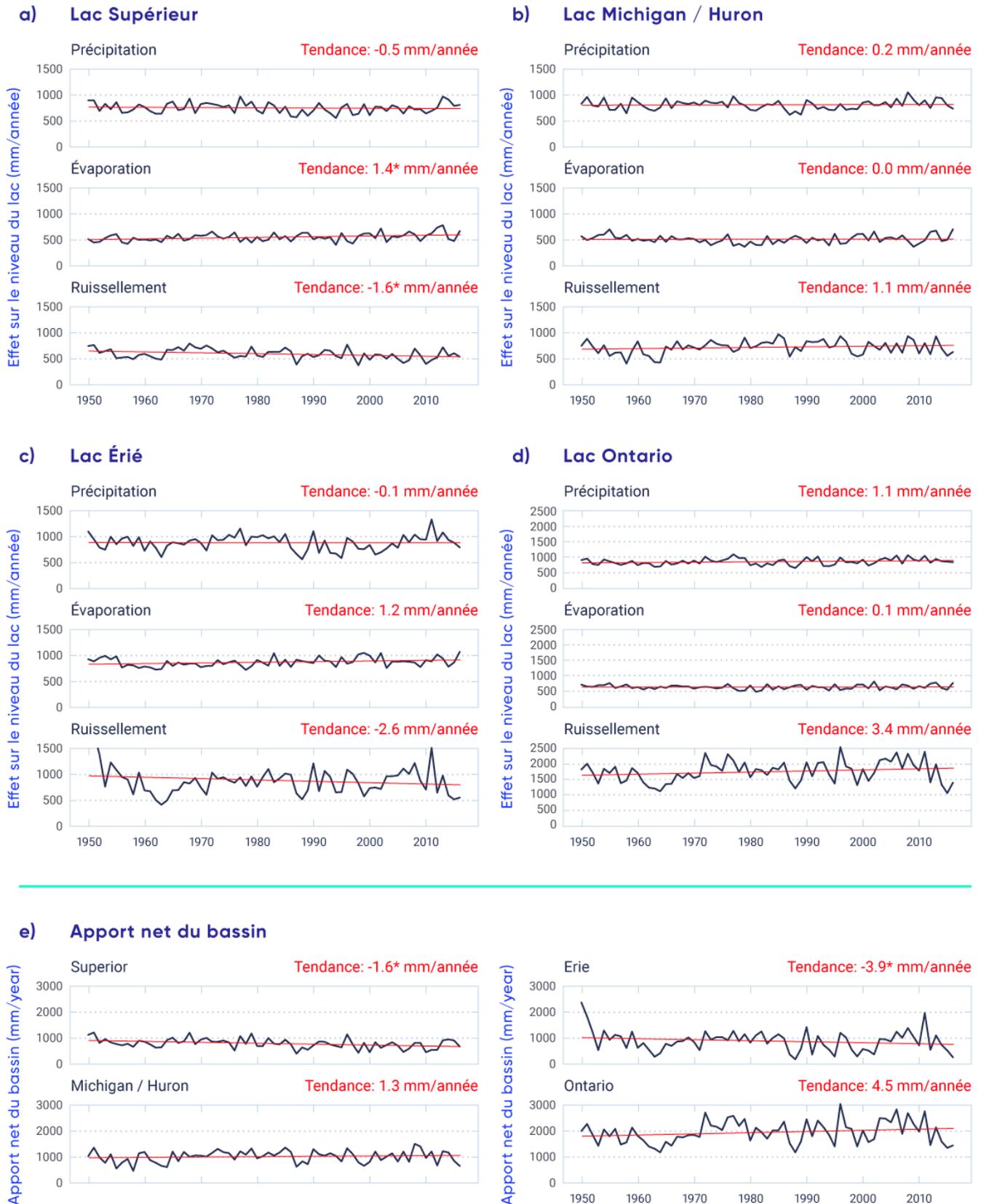


Figure 6.9: Série chronologique historique des variables de l'eau, Grands Lacs laurentiens, 1950-2016

Série chronologique de précipitations moyennes au-dessus du lac, d'évaporation et d'écoulement des cours d'eau (mesurés comme effets sur le niveau des lacs) pour la période de 1950 à 2016 pour (a) le lac Supérieur, (b) les lacs Michigan/Huron, (c) le lac Érié et (d) le lac Ontario. (e) Série chronologique d'approvisionnement net de bassin (ANB) pour la période de 1950 à 2016 pour les lacs Supérieur, Michigan/Huron, Érié et Ontario. Les lignes rouges et le texte représentent des tendances linéaires. *Tendances significatives (il y a seulement 5 % de probabilité que de tels changements soient dus à la chance). Les lacs Michigan et Huron sont reliés par le détroit de Mackinac et ont donc le même niveau d'eau. Ils sont donc considérés comme un seul lac.

SOURCE DE LA FIGURE : GLERL (2017).

De 1998 à 2013, les Grands Lacs laurentiens ont tous connu une longue période de faibles niveaux, y compris des baisses record dans les lacs Michigan et Huron en décembre 2012 et janvier 2013. Cette période s'est terminée par une hausse rapide du niveau de tous les lacs à partir de 2013. Septembre 2014 a été le premier mois depuis 1998 que tous les lacs étaient au-dessus des niveaux moyens à long terme (1918-2013). La hausse de 2013 a été attribuée à une augmentation des précipitations, tandis que la hausse de 2014 résultait d'une combinaison d'évaporation inférieure à la moyenne et de précipitations et de ruissellements supérieurs à la moyenne (Gronewold et coll., 2016). Au printemps 2017, une série d'événements de précipitation au-dessus de la moyenne a causé le niveau le plus élevé du lac Ontario depuis le début des mesures fiables en 1918 (CMI, 2017). Ces deux extrêmes, qui ont eu lieu à quelques années l'un de l'autre, révèlent la variabilité des niveaux des Grands Lacs laurentiens et illustrent la difficulté de prévoir les niveaux futurs des lacs en fonction des changements climatiques.

La plupart des études sur les niveaux futurs ont été fondées sur les projections générées par des MCR (Angel et Kunkel, 2010; Hayhoe et coll., 2010; ÉIGLA, 2012; MacKay et Seglenieks, 2013) en utilisant la saisie de données des projections des MCG du CMIP3 (voir le chapitre 3, encadré 3.1). Les MCR sont essentiels pour modéliser les Grands Lacs laurentiens, puisque leur résolution spatiale plus fine (typiquement environ 50 km par rapport aux grilles des MCG d'environ 200 à 250 km; voir le chapitre 3, section 3.5) permet de modéliser explicitement les différents lacs. En conséquence, les modèles comprennent des phénomènes qui peuvent avoir des effets significatifs sur l'équilibre hydrique, comme la neige à effet de lac, qui transfèrent de grandes quantités d'eau du lac à la surface du sol. Les ANB prévus font état de changements considérables dans le cycle saisonnier des lacs Michigan et Huron pour 2041-2070 par rapport à 1961-2000 (voir la figure 6.10). Ces changements comprennent une augmentation de l'ANB pendant l'hiver et le début du printemps et une diminution en été et au début de l'automne, en grande partie en raison des changements prévus dans les précipitations saisonnières. D'autres lacs ont des résultats similaires. Dans l'ensemble, ces changements saisonniers prévus devraient entraîner une diminution de l'ANB de 1,7 % à 3,9 % dans les lacs Supérieur, Michigan, Huron et Érié, et de 0,7 % dans le lac Ontario (ÉIGLA, 2012). En moyenne, dans le cadre d'une série de scénarios d'émissions, la plupart des MCR examinés prévoient une diminution des niveaux futurs des lacs de 0,2 m pour la période de 30 ans centrée sur les années 2050, comparativement à la moyenne de 1971 à 2000. Cependant, il y a une portée considérable (d'une augmentation de 0,1 m à une diminution de 0,5 m) (Angel et Kunkel, 2010; Hayhoe et coll., 2010; ÉIGLA, 2012). Ces changements sont inférieurs à ceux projetés en utilisant les extraits statistiquement réduits d'un MCG qui n'incorpore pas les lacs individuels (MacKay et Seglenieks, 2013). Les études s'entendent pour dire qu'il y aura une grande variabilité d'une année à l'autre et pluriannuelle dans les niveaux des lacs, peut-être même au-dessus et au-dessous des extrêmes observés historiquement (ÉIGLA, 2012; Music et coll., 2015).

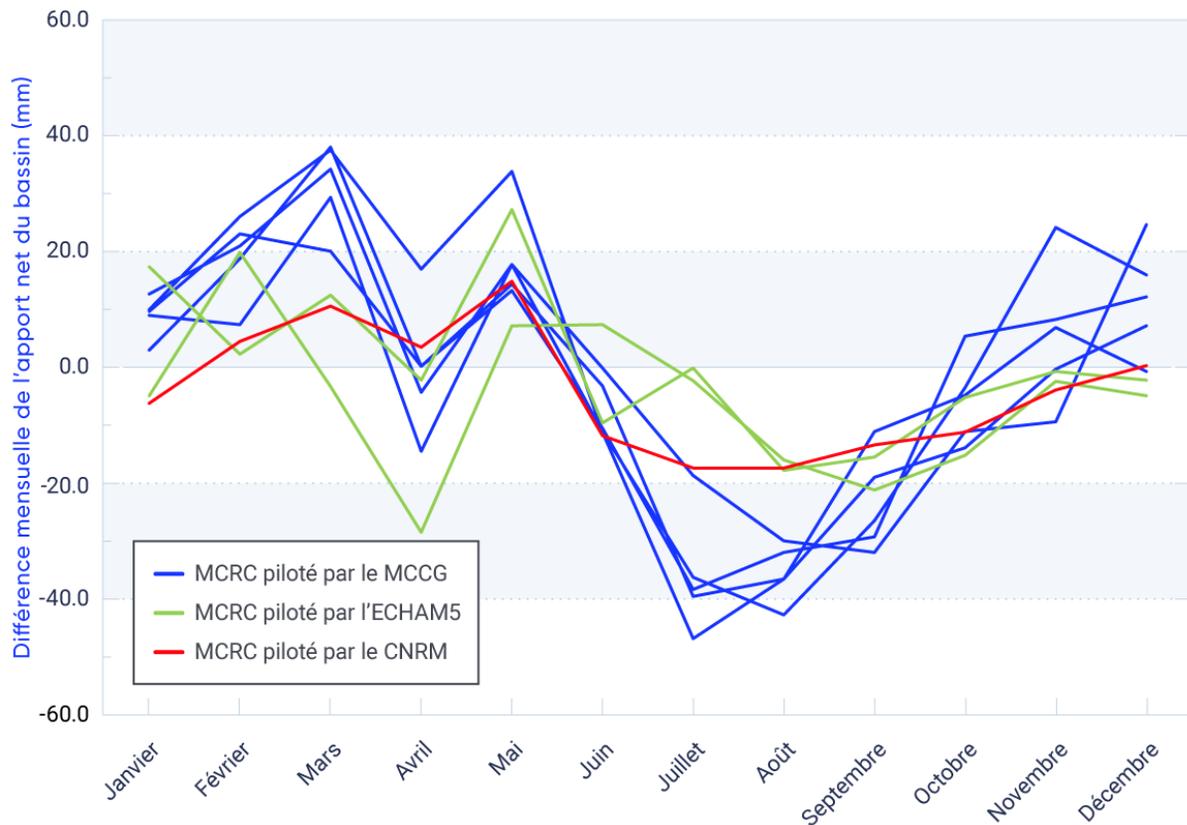


Figure 6.10: Différence mensuelle de l'apport net du bassin futur des lacs Michigan et Huron

Différence mensuelle de l'apport net du bassin (ANB) des lacs Michigan et Huron, entre 2041-2070 et 1961-2000, en utilisant le modèle climatique régional canadien (MCRC) piloté par trois modèles climatiques globaux utilisés dans la troisième phase du Projet de comparaison de modèles couplés (CMIP3) : le modèle canadien de climat mondial version 3 (MCGG) (cinq simulations distinctes), le modèle climatique ECHAM version 5 (ECHAM5) (deux simulations distinctes) et le Centre national de recherches météorologiques version 5.1 (CNRM) (une simulation).

SOURCE DE LA FIGURE : ADAPTÉ DE L'ÉIGLA, 2012.

6.3.2: Autres lacs

Bien que les niveaux de la plupart des autres grands lacs au Canada (p. ex. lacs Winnipeg, Athabasca et Grand lac des Esclaves) soient surveillés, ces lacs sont influencés par la réglementation humaine, ce qui rend difficile l'évaluation des tendances passées liées au climat. Une exception est le Grand lac de l'Ours dans les Territoires du Nord-Ouest, qui n'est pas réglementé. La figure 6.11 illustre les niveaux élevés et bas récurrents de ce lac, sans tendance perceptible à long terme. Les

niveaux ont varié, en partie, en raison des conditions climatiques régionales. En particulier, il a connu des années les plus sèches à la fin des années 1940 et au début des années 1950, lorsque les eaux ont atteint un niveau faible record, avec un autre niveau faible enregistré au milieu des années 1990. Les années les plus humides et les niveaux les plus élevés ont été enregistrés du début au milieu des années 1960, avec un autre pointe au début des années 1970 (MacDonald et coll., 2004).

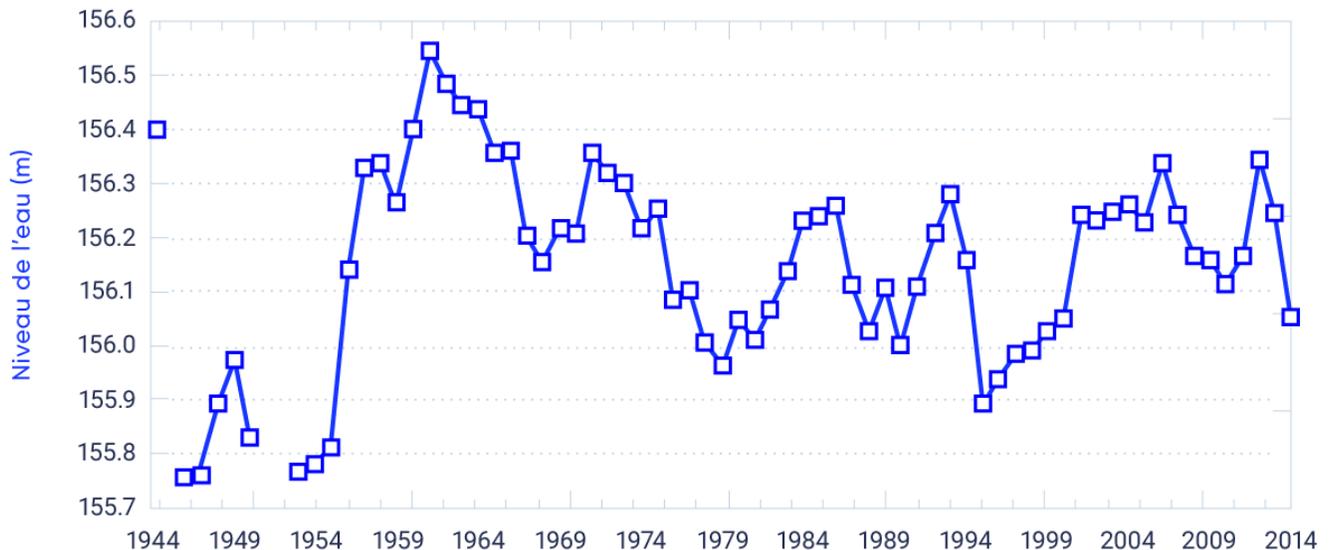


Figure 6.11: Niveaux d'eau du Grand lac de l'Ours, 1944-2014

Niveaux annuels de l'eau de surface (septembre à août) pour le Grand lac de l'Ours de 1944 à 2014.

SOURCE DE LA FIGURE : FIGURE ORIGINALE DE MACDONALD ET COLL. (2004) <[HTTP : WWW.DFO-MPO.GC.CA/LIBRARY/278592.PDF](http://www.dfo-mpo.gc.ca/library/278592.pdf)>. LA FIGURE A ÉTÉ MODIFIÉE ET MISE À JOUR JUSQU'EN 2014 À L'AIDE DES DONNÉES QUOTIDIENNES OBTENUES À PARTIR DES RELEVÉS HYDROLOGIQUES DU CANADA (ECCC, 2017) <[HTTPS : EAU.EC.GC.CA](https://eau.ec.gc.ca/)>.

Dans la région des Prairies, la glaciation et le climat sec ont donné lieu à de nombreux lacs salins à bassin fermé qui drainent à l'intérieur et qui produisent un ruissellement rarement. Le stockage de l'eau dans ces lacs est sensible au climat, variant en fonction des précipitations, du ruissellement local et de l'évaporation. De 1910 à 2006, les niveaux de plusieurs lacs à bassin fermé de la région des Prairies ont affiché une baisse globale de 4 à 10 m (voir la figure 6.12), en raison, en partie, des températures plus élevées de la saison chaude (et de l'évaporation qui en résulte) et de la baisse du ruissellement de la fonte des neiges vers les lacs. Toutefois, les variables climatiques à elles seules n'expliquaient pas les déclin, et d'autres facteurs contributifs, comme les changements d'utilisation des terres (barrages, fossés, drainage des terres humides et étangs-réservoirs) et les changements dans les pratiques agricoles étaient également en cause (van der Kamp et coll., 2008). De la fin des années 2000 à 2016 (voir la figure 6.12), il y a eu un renversement brutal des niveaux de plusieurs de



ces lacs (une élévation pouvant atteindre de 6 à 8 m), reflétant les conditions exceptionnellement humides dans les Prairies au cours de ces années (p. ex. Bonsal et coll., 2017). Le renversement a donné lieu à plusieurs cas d'inondation par voie terrestre, illustrant la variabilité hydroclimatique naturelle dans cette région et la susceptibilité des plans d'eau de surface aux extrêmes météorologiques, tant en matière de sécheresse que de précipitations. Bien qu'aucune étude n'ait examiné les effets climatiques futurs sur les niveaux de ces lacs, ils continueront d'être touchés par des extrêmes secs et humides. Toutefois, compte tenu des températures plus élevées prévues (voir le chapitre 4, section 4.2.1.3) et, en conséquence, l'évaporation accrue, les niveaux futurs devraient baisser, même si l'ampleur dépendra de la mesure dans laquelle l'augmentation future des précipitations compensera l'évaporation.

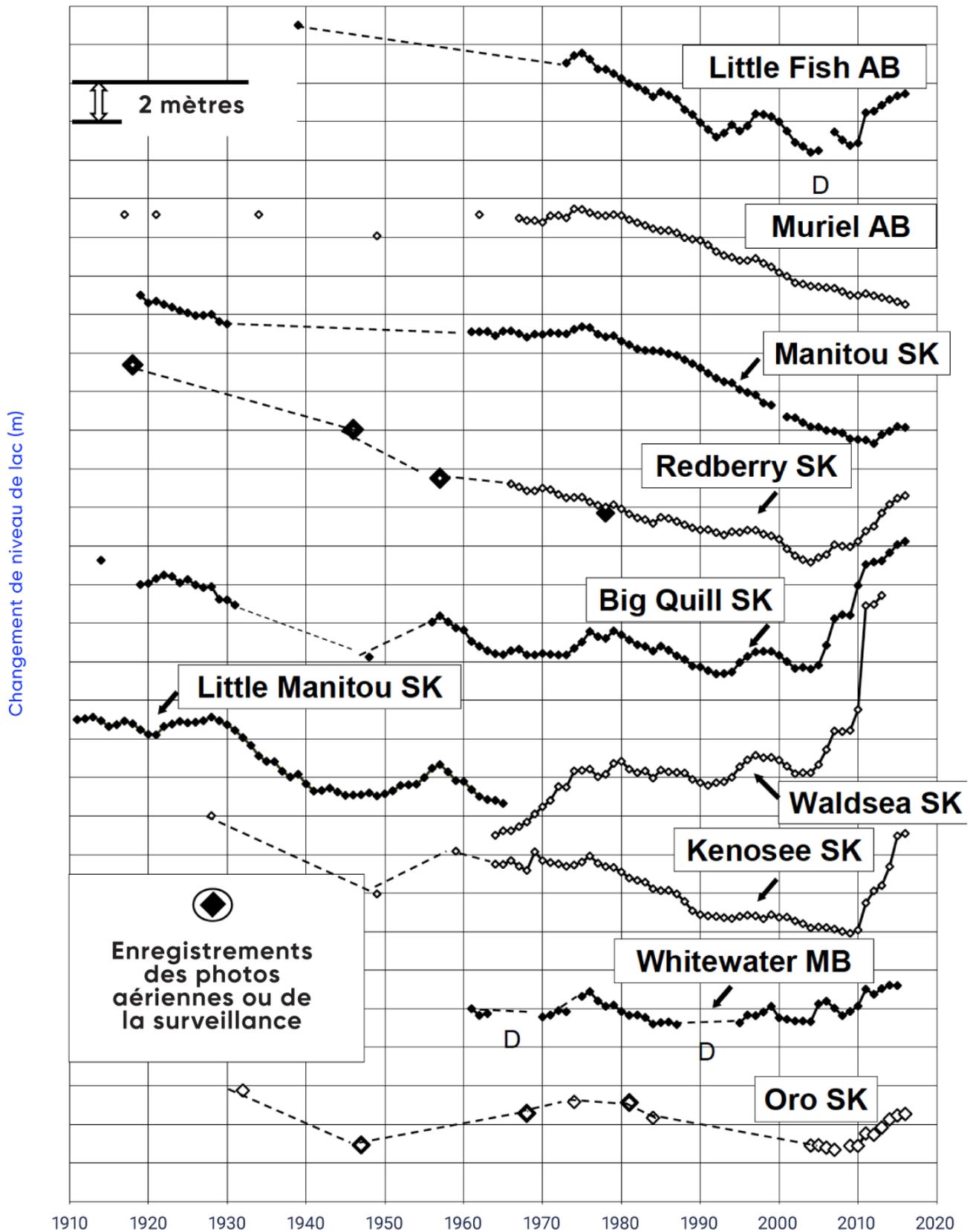


Figure 6.12: Changements du niveau d'eau de 10 lacs représentatifs du Sud des Prairies canadiennes de 1910 à 2016

Changements relatifs du niveau d'eau de 10 lacs représentatifs à bassins fermés du Sud des Prairies canadiennes pour leur période de référence. Les lignes pointillées reliant les points de données séparés ne sont pas représentatives des niveaux d'eau mesurés entre les points. « D » indique que le lac était sec au moment de la mesure.

SOURCE DE LA FIGURE : VAN DER KAMP ET COLL. (2008); DONNÉES MISES À JOUR JUSQU'EN 2016.

Les lacs et les étangs plus petits sont une caractéristique de l'Arctique canadien, avec un grand nombre de lacs de dégel du pergélisol dans le Nord du Yukon et dans les Territoires du Nord-Ouest (voir le chapitre 5, section 5.6). Ces plans d'eau sont de taille variable, avec des diamètres de 10 à 10 000 m et des profondeurs de 1 à 20 m (Plug et coll., 2008; Vincent et coll., 2012). Le réchauffement dû à l'amplification dans l'Arctique aux latitudes élevées peut influencer sur la taille des lacs pergélisolés. En particulier, ceux qui se trouvent dans le pergélisol continu peuvent prendre de l'ampleur en raison de l'accélération des processus de dégel du pergélisol qui les ont formés, alors que ceux en pergélisol discontinu (c.-à-d. les plaques de pergélisol) peuvent rétrécir et même disparaître en raison d'un drainage rapide lorsque le pergélisol sous-jacent dégèle complètement (p. ex. Hinzman et coll., 2005; Smith et coll., 2005). Certaines données probantes de ces processus ont été observés dans certaines régions à haute latitude, dont le Canada. Par exemple, la superficie totale des lacs de la plaine Old Crow (Yukon) a diminué d'environ 6 000 hectares de 1951 à 2007, et près de la moitié de cette perte est attribuable au drainage rapide et persistant de 38 grands lacs. Ce drainage a également entraîné la formation de nombreux petits étangs résiduels. Les instances de drainage catastrophique de lacs dans cette région ont plus que quintuplé au cours des dernières décennies, et il a été suggéré que ces changements sont associés à des augmentations de la température et des précipitations régionales (Lantz et Turner, 2015). Cette observation est en accord avec les perceptions locales que les lacs de la plaine Old Crow affichent des niveaux d'eau en baisse (p. ex. Wolfe et coll., 2011). Cependant, d'autres études arctiques canadiennes ont révélé des résultats mixtes. Par exemple, des photographies aériennes et des cartes topographiques ont montré que, dans une région de 10 000 km² à l'est du delta du Mackenzie, dans les Territoires du Nord-Ouest, 41 lacs ont été drainés entre 1950 et 2000, mais que le taux de drainage a diminué au fil du temps (Marsh et coll., 2009). De même, la superficie totale des lacs de la péninsule de Tuktoyaktuk sur la côte de l'océan Arctique des Territoires du Nord-Ouest, de 1978 à 2001, variait d'une augmentation de 14 % à une baisse de 11 %. Les augmentations se sont produites principalement entre 1978 et 1992 et les diminutions, entre 1992 et 2001, sous la forte influence des précipitations annuelles (Plug et coll., 2008).

Le réchauffement futur et le dégel approfondi du pergélisol (voir le chapitre 5, section 5.6.2) devraient avoir un effet substantiel sur l'eau de surface dans l'Arctique. Les lacs de dégel du pergélisol ont actuellement des cycles naturels d'expansion, d'érosion, de drainage et de reformation (p. ex. Van Huissteden et coll., 2011), qui peuvent s'accélérer dans des conditions climatiques plus chaudes. Les MCG prévoient une augmentation des précipitations sur l'Arctique canadien (voir le chapitre 4, section 4.3.1.3). Toutefois, ces augmentations seront partiellement compensées par une plus grande évaporation due aux températures plus chaudes en été et à une diminution de la durée de la couverture de glace. De plus, de nombreux lacs de l'extrême Arctique dépendent de la neige et des glaciers tout au long de l'année et sont donc vulnérables au réchauffement rapide de la cryosphère. En conséquence, l'étendue des lacs nordiques est très vulnérable aux changements en raison de l'augmentation de la perte d'eau due à l'évaporation et/ou au drainage (p. ex. Vincent et coll., 2012).

6.3.3: Terres humides et deltas

Les terres humides sont des terres saturées d'eau en permanence ou presque, avec des sols mal drainés et une végétation adaptée aux milieux humides. Ils sont souvent associés à l'eau stagnante de surface et les profondeurs sont généralement inférieures à 2 m. Le Canada compte environ 1,5 million de km² de terres humides – communément appelés marécages, marais, tourbières, fondrières, étangs et bourbiers – représentant environ 16 % de la masse continentale du pays (Groupe de travail national sur les terres humides, 1988, 1997). La majorité des terres humides sont des tourbières dans les régions arctiques, subarctiques, boréales, des Prairies et tempérées (van der Kamp et Marsh, 2004). Le Canada possède également plusieurs deltas qui se forment à partir de sédiments déposés par des rivières qui pénètrent dans un grand lac ou un océan. Parmi les exemples les plus importants, mentionnons les deltas des rivières Mackenzie (avec plus de 25 000 lacs et terres humides peu profonds), Fraser, Peace-Athabasca, des Esclaves, Saskatchewan et Sainte-Claire. Les événements d'écoulement élevée et bas occasionnels sont essentiels à la résilience des écosystèmes de delta. Les événements de crue élevée peuvent entraîner des écoulements terrestres (embâcles et inondations d'eau libre) et constituent une source cruciale de réapprovisionnement en eau pour les plans d'eau déconnectés perchés au-dessus du système d'écoulement principal (voir ci-dessous; Peters et coll., 2013).

En emmagasinant l'eau et en la libérant lentement, les terres humides et les deltas sont importants pour la disponibilité de l'eau douce du Canada. Dans certaines conditions, les terres humides peuvent atténuer les inondations, maintenir le niveau des eaux souterraines et de l'écoulement fluvial, filtrer les sédiments et les polluants, faire circuler les nutriments et séquestrer le carbone (Gouvernements fédéral, provinciaux et territoriaux du Canada, 2010). Ils sont étroitement liés au climat, car ils gagnent de l'eau des précipitations directes, du ruissellement des terres environnantes et de l'afflux d'eau souterraine. Ils perdent de l'eau par évapotranspiration et écoulement de surface/eau souterraine. Certaines terres humides doivent aussi leur existence en partie aux hivers froids du Canada et au pergélisol, à la fonte des neiges et aux embâcles. Ainsi, les hivers plus courts et l'évaporation accrue due à des étés plus longs augmenteront le stress dans les terres humides, à moins que les augmentations des précipitations ne compensent la perte d'eau par évaporation (van der Kamp et Marsh, 2004).

Malgré l'importance des terres humides, il n'existe pas de programme exhaustif d'inventaire ou de surveillance pour l'ensemble du pays (Fournier et coll., 2007). Cependant, depuis 1979, Canards Illimités Canada utilise la photographie aérienne et l'imagerie satellite pour inventorier des millions d'hectares de terres humides partout au Canada. De plus, le US Fish and Wildlife Service produit un rapport annuel résumant l'état des populations d'oiseaux aquatiques d'Amérique du Nord et de leurs habitats, avec l'apport du Canada (US Fish and Wildlife Service, 2017). La figure 6.13 indique le nombre d'étangs des Prairies canadiennes en mai de 1961 à 2017. La série montre une variabilité pluriannuelle importante et aucune tendance à long terme. Les niveaux correspondent étroitement à la variabilité à long terme des précipitations dans la région. Dans de nombreuses régions du Canada, les terres humides sont perdues en raison de la conversion des terres, du contrôle du niveau de l'eau et des changements climatiques (p. ex. Watmough et Schmoll, 2007; Canards Illimités Canada, 2010).

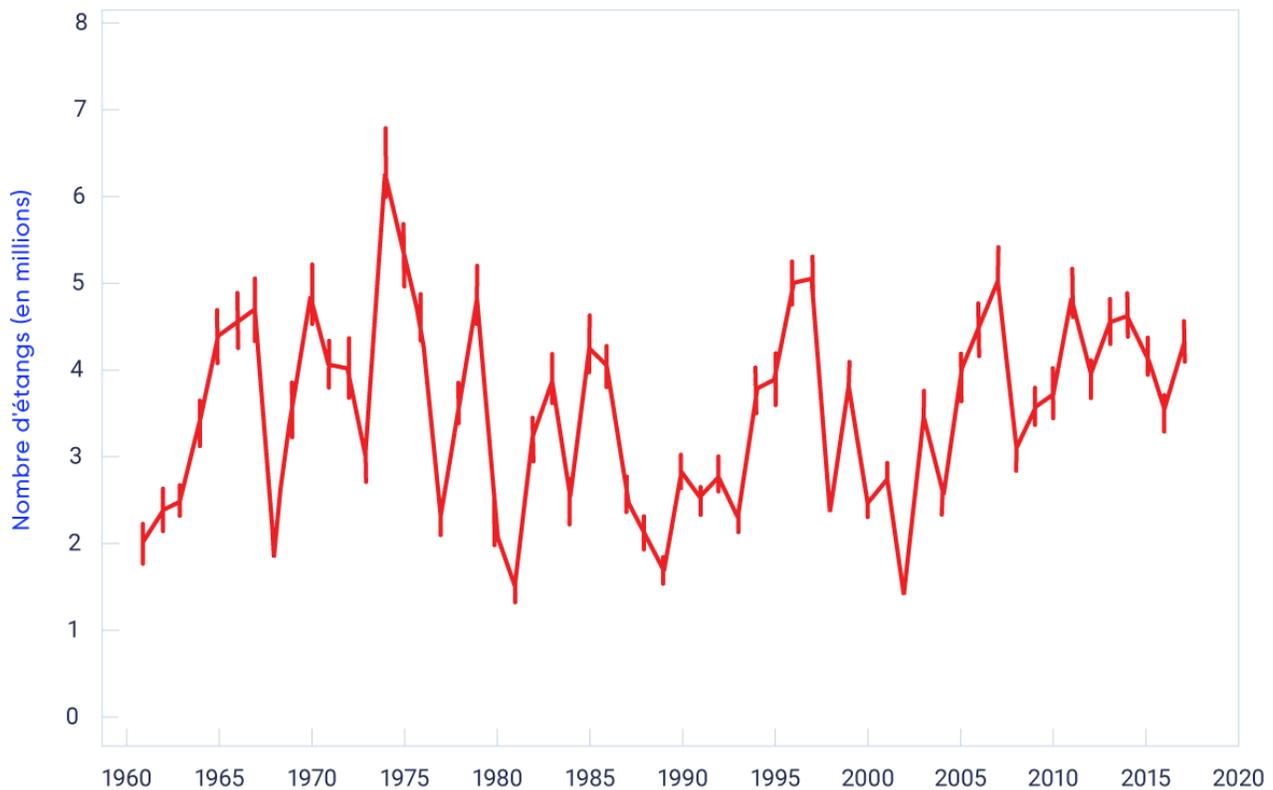


Figure 6.13: Étangs dans les Prairies canadiennes, 1961-2016

Nombre d'étangs en mai dans les Prairies canadiennes. Les barres verticales montrent des intervalles de confiance de 90 %.

SOURCE DE LA FIGURE : ADAPTÉ DU US FISH AND WILDLIFE SERVICE (2017).

De nombreux petits lacs dans les deltas d'eau douce sont des « bassins perchés », situés à une altitude plus élevée que les rivières avoisinantes. Ces bassins connaissent généralement une baisse des niveaux d'eau pendant les périodes plus sèches et le réapprovisionnement pendant les inondations du cycle continu (p. ex. Marsh et Lesack, 1996; Peters et coll., 2006; Lesack et Marsh, 2010). Par exemple, dans le delta Peace-Athabasca, l'évaporation dépassait les précipitations de 1900 à 1940; les conditions opposées prévalaient entre 1940 et le milieu des années 1970; et cela a été suivi par un retour à des conditions plus sèches qui a continué jusqu'en 2009 (Peters et coll., 2006; Peters, 2013). Les deltas des rivières Mackenzie, des Esclaves et Saskatchewan ont une variabilité semblable (p. ex. Lesack et Marsh, 2010; Peters, 2013). Sous un climat plus chaud et plus humide à l'avenir (2070-2099; ensemble du MCG CMIP3; scénarios d'émissions élevées [A2] et moyennes [B2]), une saison glaciaire plus courte (de deux à quatre semaines), une couverture de glace plus mince et l'épuisement du manteau de neige en milieu d'hiver entraîneront une réduction importante de la fréquence des inondations printanières dues aux embâcles dans le delta Peace-Athabasca (Beltaos et coll., 2006). Cette réduction aurait de graves répercussions écologiques, notamment la perte accélérée de l'habitat aquatique, à moins que les niveaux d'inondation estivale ne puissent atteindre les bassins perchés (Peters et coll., 2006).

Résumé de la section

Pour résumer, les changements dans les niveaux d'eau de surface sont influencés par de nombreux facteurs, notamment la distribution saisonnière des précipitations, les intrants de la fonte des neiges et des rivières, l'évaporation (influencée par la durée de la couverture glaciaire et la température de surface), les sorties, les échanges avec les eaux souterraines et la présence de pergélisol. Plusieurs des plus grands lacs sont réglementés par les humains, tandis que la plupart des autres plans d'eau de surface au Canada sont surveillés de façon infréquentée ou pas du tout. Pour les quelques régions où des analyses ont été effectuées (principalement les Prairies et les Grands Lacs laurentiens), les données probantes révèlent que les niveaux d'eau ont varié d'une année à l'autre et de façon pluriannuelle, sans aucune tendance à long terme (voir les figures 6.9, 6.11, 6.12 et 6.13). Les précipitations semblaient être le principal moteur de ces fluctuations, certaines d'entre elles étant influencées par des variabilités climatiques internes (voir le chapitre 2, encadré 2.5). Certaines données probantes indiquent que le réchauffement à haute latitude (voir le chapitre 4, section 4.2.1.1) et le dégel du pergélisol associé (voir le chapitre 5, section 5.6.1) ont influé sur les niveaux des lacs du Nord-Ouest du Canada, y compris une incidence plus élevée de drainage rapide de lacs. Cependant, les résultats ne sont pas cohérents.

Les Grands Lacs laurentiens sont la seule région du Canada où les changements prévus au niveau d'eau de surface ont été examinés, et on prévoit que ces lacs montreront de faibles baisses moyennes (0,2 m) de niveaux d'ici le milieu du XXI^e siècle. Cependant, on s'attend à ce que les niveaux d'eau changent de façon saisonnière, avec une augmentation des niveaux d'eau pendant l'hiver et le début du printemps et une diminution en été et au début de l'automne (voir la figure 6.10). Compte tenu de l'étroite association entre les niveaux d'eau passés et le climat de surface, les changements prévus aux précipitations et à la température devraient influencer les niveaux futurs. Cependant, la direction et l'amplitude du changement dépendront de l'équilibre entre les augmentations futures des précipitations et les augmentations de l'évaporation dues à des températures plus élevées et à des périodes sans glace plus longues. Les régions du Sud du Canada pourraient voir baisser les niveaux d'eau futurs en raison de la diminution prévue des précipitations estivales dans le cadre d'un scénario à émissions élevées (RCP8.5) (voir le chapitre 4, section 4.3.2.2) et une évaporation plus élevée associée à des températures plus élevées. Il y a cependant un **degré de confiance faible** dans cette évaluation en raison de l'absence d'études sur le niveau futur de l'eau et de la complexité des facteurs qui influent sur les niveaux d'eau de surface. Comme le réchauffement des hautes latitudes (voir le chapitre 4, section 4.2.1.1) et le dégel connexe du pergélisol (voir chapitre 5, section 5.6.1) ont influé sur les niveaux des lacs de dégel du pergélisol dans le Nord-Ouest du Canada, le réchauffement projeté dans le Nord canadien (voir le chapitre 4, section 4.2.1.3) et le dégel continu du pergélisol (voir le chapitre 5, section 5.6.2) devraient modifier de nombreux lacs arctiques, y compris en provoquant un drainage rapide. Comme aucune étude n'a directement évalué les changements futurs du niveau de l'eau dans le Nord, il n'y a qu'un **degré de confiance moyen** dans cette évaluation.

6.4: Humidité du sol et sécheresse

Message clé

Des sécheresses périodiques ont eu lieu dans une grande partie du Canada, mais aucun changement à long terme n'est évident. Les sécheresses et les déficits d'humidité du sol prévus devraient être plus fréquents et plus intenses dans le sud des Prairies canadiennes et l'intérieur de la Colombie-Britannique pendant l'été, et être plus importants à la fin du siècle selon un scénario à émissions élevées (*degré de confiance moyen*).

L'humidité du sol influe directement sur le ruissellement et les inondations, car elle a une forte influence sur la quantité de précipitation/fonte des neiges qui fait son chemin vers les plans d'eau de surface. Elle détermine aussi l'échange d'eau et d'énergie thermique entre la surface terrestre et l'atmosphère par l'évaporation et la transpiration des plantes, et influe sur l'occurrence des précipitations par le recyclage de l'humidité (voir Seneviratne et coll., 2010 pour une explication détaillée des interactions humidité-climat du sol). Il y a peu de mesures directes de l'humidité du sol au Canada, et les quantités sont donc estimées par télédétection (p. ex. par satellite) et/ou par modélisation. L'absence d'un vaste réseau de surveillance rend difficile l'évaluation à grande échelle des tendances passées (p. ex. Mortsch et coll., 2015). Les changements futurs dans l'humidité du sol sont principalement évalués en utilisant les extrants directs d'humidité du sol des MCG. Ces changements sont influencés par les précipitations et l'évaporation futures (dont la dernière peut être touchée par des changements de végétation). Cependant, l'humidité modélisée du sol est associée à de grandes incertitudes, en raison de la complexité de la représentation de l'évapotranspiration réelle, de la croissance de la végétation et de l'efficacité de l'utilisation de l'eau dans des concentrations atmosphériques accrues de dioxyde de carbone (p. ex. Seneviratne et coll., 2010; Wehner et coll., 2017). La variabilité du climat à plus long terme, y compris les sécheresses et les périodes de pluies excessives, est souvent directement liée à l'humidité du sol (et à d'autres aspects de la disponibilité de l'eau douce). En conséquence, cette section évalue également les changements passés et futurs des indicateurs pertinents de la sécheresse.

6.4.1: Humidité du sol

La quantification de l'humidité du sol sur les grands domaines est difficile en raison de la variabilité de l'humidité du sol au fil du temps et entre les régions (Famiglietti et coll., 2008). Il existe plusieurs réseaux d'humidité du sol à l'échelle nationale au monde (Doringo et coll., 2011), dont deux aux États-Unis (Schaefer et coll., 2007; Bell et coll., 2013). Bien qu'il n'y ait pas de réseau national à travers le Canada, il existe certains sites régionaux/provinciaux. Par exemple, l'Alberta a surveillé les sécheresses au cours des 15 dernières années, y compris les conditions d'humidité du sol, sur un vaste réseau provincial, tandis que la Saskatchewan, le Manitoba et l'Ontario ont établi des stations de surveillance de l'humidité du sol et de la météo pour certaines régions. Ces réseaux ont été utilisés pour la validation des données de télédétection (décrites ci-dessous) (p. ex. Adams et coll., 2015; Pacheco et coll., 2015; Champagne et coll., 2016) et pour l'étalonnage et la validation des modèles hydrologiques (Hayashi et coll., 2010). En raison des difficultés (y compris les coûts élevés) de la surveillance directe de l'humidité du sol, de nombreuses approches de télédétection ont été utilisées (Chan et coll., 2016; Colliander et coll., 2017). À l'heure actuelle, les estimations continues de l'humidité du sol pour le Canada dans son ensemble sont disponibles à partir de la mission par satellite sur l'humidité du sol et la salinité des océans (SMOS) (2010 jusqu'à présent) et, plus récemment, dans le cadre de la mission de l'humidité du sol active passive (SMAP) (2015 jusqu'à présent) (p. ex. Champagne et coll., 2011, 2012). Les données SMOS sont distribuées par Agriculture et Agroalimentaire Canada (<<http://open.canada.ca/data/fr/dataset/723bbb4c-d209-4599-b39b-0ede5a0a0371>>).

Une des limites des estimations de l'humidité du sol par télédétection est la profondeur d'observation relativement limitée, qui est généralement restreinte aux quelques centimètres supérieurs de la surface. Des valeurs plus profondes dans la zone racinaire (c.-à-d. le premier mètre) sont souvent déterminées à l'aide de systèmes d'assimilation des données, dans lesquels les données sur l'humidité du sol des capteurs satellitaires sont fusionnées avec les estimations d'un modèle hydrologique (p. ex. Reichle et coll.). Au Canada, cela se fait sur le plan opérationnel et national dans le cadre du Système canadien d'assimilation des données au sol (Carrera et coll., 2015). En raison de l'enregistrement relativement court, aucune étude n'a examiné les tendances de ces données. Les valeurs quotidiennes d'humidité du sol dans les provinces des Prairies canadiennes pour trois profondeurs de couche de sol (0-20 cm, 20-100 cm et 0-100 cm) ont cependant été reconstruites de 1950 à 2009 à l'aide du modèle d'hydrologie terrestre de la capacité d'infiltration variable (CIV). L'humidité du sol reconstituée correspondait aux observations antérieures dans les Prairies, mais aucune tendance n'a été signalée (Wen et coll., 2011).

Il y a eu quelques études mondiales sur l'humidité future du sol à l'aide de la production du MCG. Un ensemble de 15 MCG de CMIP3 a projeté une diminution de l'humidité du sol de juin à août pour la majeure partie du Canada pour la fin du siècle dans le cadre d'un scénario d'émissions moyennes-élevées (SRES 1Ab) (Wang, 2005). Les changements prévus pour la fin du siècle dans l'humidité des sols de surface, totale et couche par couche à l'aide de 25 MCG inclus dans le CMIP5 dans le cadre d'un scénario d'émissions élevées (RCP 8.5) indiquent que, dans la plupart des latitudes moyennes de l'hémisphère nord, y compris le Sud du Canada, les 10 premiers centimètres du sol deviendront plus secs pendant l'été, mais le reste du sol, jusqu'à 3 m, restera mouillé (Berg et coll., 2016; Wehner et coll., 2017).

6.4.2: Sécheresse

La sécheresse est souvent définie comme une période de temps anormalement sec suffisamment longue pour causer un déséquilibre hydrologique grave (p. ex. Seneviratne et coll., 2012) et donc susceptible d'avoir des incidences sur plusieurs composantes du cycle de l'eau. Ces incidences peuvent aussi être exacerbées par l'augmentation de l'évapotranspiration associée à des températures élevées. Toutefois, les effets de la sécheresse varient selon le moment où ils se produisent. En général, les sécheresses de saison chaude influent non seulement sur la production agricole (généralement due aux déficits d'humidité du sol), mais aussi les niveaux de l'eau de surface et souterraine. Les déficits de précipitation associés à la saison de ruissellement (y compris l'accumulation de neige hivernale) influent principalement sur la reconstitution des systèmes d'eau douce.

De nombreux indices de sécheresse (qui recensent aussi l'excédent d'humidité) ont été utilisés pour caractériser leur occurrence et leur intensité. Les indices incorporent divers intrants hydroclimatiques (p. ex. précipitation, température, écoulement fluvial, eau souterraine et accumulation de neige), et chaque indice a ses propres forces et faiblesses (voir OMM, 2016 pour une liste exhaustive). Certains indices sont basés uniquement sur les précipitations (p. ex. l'indice normalisé des précipitations [INP] [McKee et coll., 1993]) et ne tiennent pas compte du fait que des températures plus élevées sont souvent associées à des précipitations inférieures à la normale. Par conséquent, l'évapotranspiration accrue n'est pas prise en considération. Quelques indices incorporent les précipitations et les estimations de l'évapotranspiration potentielle (basée sur la température de l'air), par exemple l'indice de sévérité de sécheresse de Palmer (ISSP) (Palmer, 1965) et l'indice normalisé d'évapotranspiration des précipitations (SPEI) (Vicente-Serrano et coll., 2010). Une lacune de ces indices est qu'ils utilisent l'évapotranspiration potentielle comme substitut de l'évapotranspiration réelle et, par conséquent, ne considèrent pas comment l'humidité du sol et la végétation peuvent limiter l'évapotranspiration et le développement ultérieur de la sécheresse. Cela peut entraîner une surestimation de l'intensité de la sécheresse, en particulier pour les projections des changements climatiques (p. ex. Donohue et coll., 2010; Milly et Dunne, 2011, 2016; Shaw et Riha, 2011). La grande majorité des analyses mondiales et canadiennes des tendances historiques et des changements prévus à la sécheresse ont utilisé des indices basés uniquement

sur les précipitations ou sur les effets combinés de la température et des précipitations (p. ex. Bonsal et coll., 2011), et ce sont ceux-ci qui se trouvent au centre de cette évaluation.

Quelques études mondiales ont mis en évidence les tendances passées dans certaines régions, dont, par exemple, le séchage au-dessus des régions de latitude moyenne du Canada, de 1950 à 2008 (Dai, 2011 à l'aide de l'ISSP). Toutefois, depuis le début du XX^e siècle, la fréquence de la sécheresse mondiale reste généralement inchangée; il semble qu'au cours de cette période plus longue, les augmentations de la température mondiale et de l'évapotranspiration potentielle aient été compensées par des augmentations des précipitations annuelles (p. ex. Sheffield et coll., 2012; McCabe et Wolock, 2015). Les analyses des tendances de la sécheresse au Canada sont fragmentées, et aucune analyse exhaustive n'a encore eu lieu au pays. La majorité s'est concentrée sur la région des Prairies, en raison de la plus grande fréquence de sécheresse dans cette région (p. ex. Mortsch et coll., 2015). Un examen de la sécheresse au Canada (Bonsal et coll., 2011) a fourni des exemples de changements du 20^e siècle dans l'ISSP de stations individuelles dans diverses régions du pays (1900 à 2007) (voir la figure 6.14). Une variabilité pluriannuelle considérable est évidente, sans aucune tendance perceptible à long terme. Cette variabilité est également apparue dans les études régionales de SPEI (1900-2011) en été (juin-août) et au cours de l'« année de l'eau » (octobre-septembre) dans le Sud-Est de l'Alberta et le Sud-Ouest de la Saskatchewan (Bonsal et Cuell, 2017) et dans le bassin de la rivière Athabasca (Bonsal et Cuell, 2017). D'autres études sur la sécheresse dans la région des Prairies canadiennes ont mis en évidence des sécheresses périodiques pendant les années 1890, 1910, 1930, 1980 et au début des années 2000 (p. ex. Chipanshi et coll., 2006; Bonsal et Regier, 2007; Bonsal et coll., 2013). Du milieu à la fin des années 2000 à environ 2014, la région des Prairies a connu des conditions exceptionnellement humides, soulignant la forte variabilité dans cette région (p. ex. Bonsal et coll., 2017).

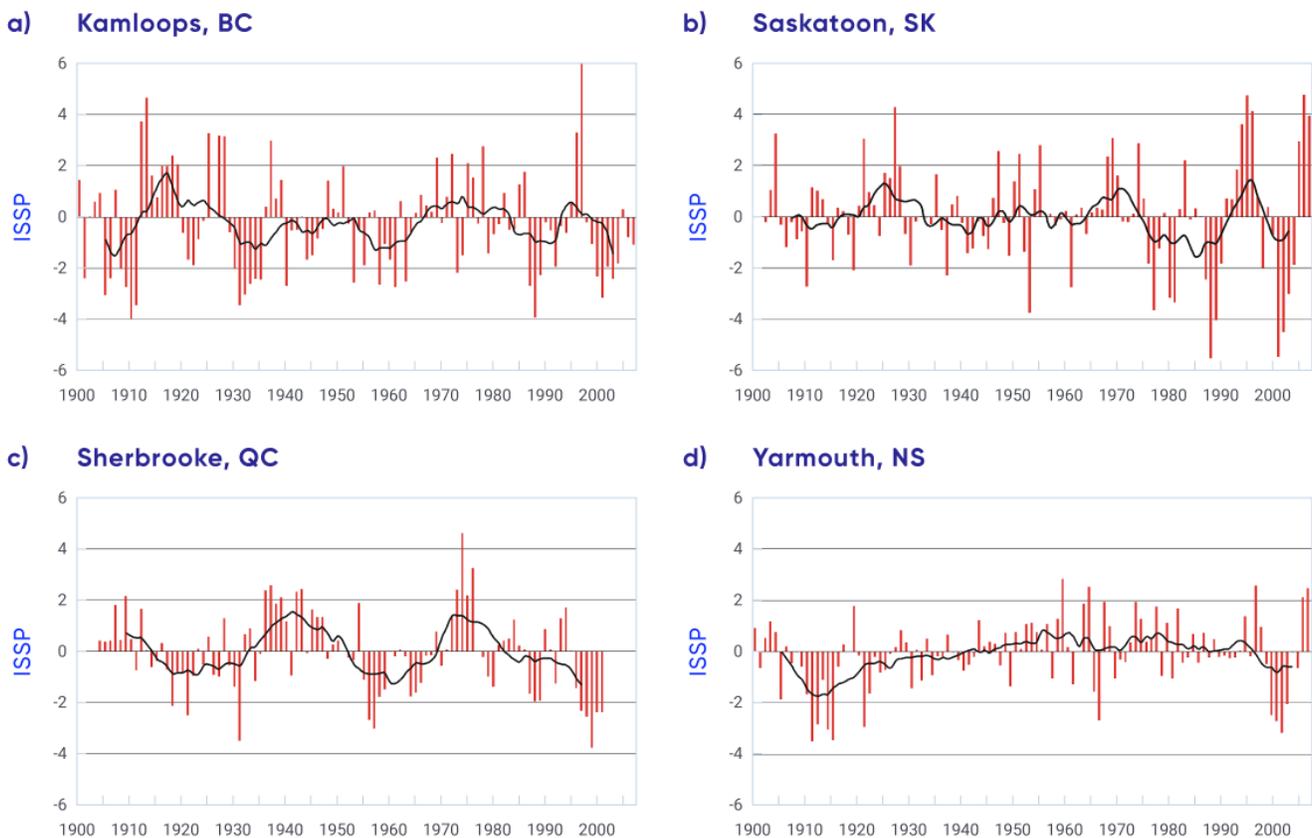


Figure 6.14: Indice annuel de sévérité de sécheresse de Palmer pour quatre endroits au Canada, 1900-2007

Valeurs de l'indice annuel de sévérité de sécheresse de Palmer (ISSP) de 1900 à 2007 pour (a) Kamloops (Colombie-Britannique), (b) Saskatoon (Saskatchewan), (c) Sherbrooke (Québec) et (d) Yarmouth (Nouvelle-Écosse). Les lignes solides représentent des moyennes sur 10 ans. Les valeurs positives indiquent des conditions plus humides, les valeurs négatives indiquent des conditions plus sèches.

SOURCE DE LA FIGURE : BONSAI ET COLL. (2011).

Dans d'autres régions du pays, le Code canadien de la sécheresse (basé sur la température maximale et les précipitations) a montré que la sévérité de la sécheresse au-dessus des régions de la forêt boréale du Sud du Canada était variable, sans tendance à long terme de 1913 à 1998 (Girardin et coll., 2004). Une analyse plus récente utilisant l'ISSP et l'indice de l'humidité du climat (différence entre les précipitations annuelles et l'évapotranspiration potentielle) a indiqué que, pour la zone boréale canadienne dans son ensemble, plusieurs régions ont connu un séchage important entre 1951 et 2010, mais il y avait aussi certaines zones avec un mouillage important (Wang et coll., 2014). Une analyse des épisodes de sécheresse du XX^e siècle (1920-1999) dans le Sud de l'Ontario a révélé des occurrences en 1930, 1933, 1934, 1936, 1963, 1998 et 1999, sans tendance à long terme (Klaassen, 2002). Les tendances pancanadiennes de l'évapotranspiration réelle de 1960 à 2000 ont montré des valeurs croissantes considérables dans 35 % des stations, principalement sur les côtes du Pacifique et de l'Atlantique et dans les zones des Grands Lacs laurentiens et du Saint-Laurent (Fernandes et coll., 2007). D'autres études ont révélé que les tendances annuelles de l'évapotranspiration réelle dans la région des Prairies étaient incohérentes (p. ex. Gan, 1998). L'évaporation et l'évapotranspiration estimative potentielle observées pour 11 sites de la région des Prairies, des années 1960 au début des années 2000, ont permis de déceler des tendances importantes décroissantes et croissantes à différents endroits. Dans l'ensemble, les endroits affichant une diminution de l'évapotranspiration potentielle étaient plus nombreux et se concentraient en juin et juillet (Burn et Hesch, 2006).

Aucune étude canadienne n'a tenté d'attribuer directement les tendances passées de la sécheresse aux changements climatiques anthropiques, bien qu'il y ait eu des recherches sur l'événement de la sécheresse extrême de 2015 dans l'Ouest du Canada. Les changements climatiques anthropiques ont accru la probabilité du printemps extrêmement chaud, mais aucune influence humaine n'a été décelée sur la tendance persistante de la sécheresse (Szeto et coll., 2016).

À ce jour, aucune étude pancanadienne sur les prévisions en matière de sécheresse n'a été réalisée. Il existe cependant plusieurs analyses à l'échelle régionale, la majorité se concentrant sur la région des Prairies et incorporant un ou plusieurs indices de sécheresse. Par exemple, les résultats de trois MCG CMIP3 incorporant des scénarios d'émissions élevées (A2), moyennes-élevées (A1B) et moyennes (B2) ont été utilisés pour projeter l'ISSP d'étés futurs (2011-2012) dans les prairies du Sud du Canada. Des sécheresses plus persistantes sont projetées, en particulier après 2040, et des sécheresses pluriannuelles de 10 ans ou plus devraient devenir plus probables (Bonsal et coll., 2013). De même, le modèle climatique régional canadien dans le cadre d'un scénario à émissions élevées (A2) prévoyait que de longues sécheresses de six à dix mois augmenteraient et deviendraient plus sévères au milieu du siècle dans le Sud du Manitoba et de la Saskatchewan et les pentes orientales des Rocheuses. Toutefois, dans la région des prairies nordiques, les longs épisodes de sécheresse seront moins graves et moins fréquents (PaiMazumder et coll., 2012). Un certain nombre d'autres études de la région des Prairies ont examiné les changements de sécheresse pour la période du milieu du siècle à l'aide de plusieurs modèles climatiques qui font partie du Programme régional nord-américain d'évaluation des changements climatiques (Mearns et coll., 2009). Pour la région du Sud des Prairies, les résultats obtenus dans le cadre d'un scénario à émissions élevées (A2) indiquent un risque global de sécheresse accru pour l'été comme pour l'hiver. Il y avait des différences considérables entre les modèles, avec des projections allant d'une augmentation substantielle de la sécheresse avec un degré plus élevé de variabilité d'une année à l'autre, à une absence relative de changement des conditions actuelles (Jeong et coll., 2014; Masud et coll., 2017; Bonsal et coll., 2017). Plus au nord, dans le bassin de la rivière Athabasca, les projections ont révélé un changement moyen vers une plus grande

sécheresse estivale, mais, encore une fois, il y avait une gamme importante parmi les modèles climatiques (Bonsal et Cuell, 2017). Les futurs changements annuels et estivaux selon le SPEI dans tous les bassins des cours d'eau de l'Ouest du Canada ont été évalués avec six MCG CMIP5 pour les périodes 2041-2070 et 2071-2100 (par rapport à 1971-2000) à l'aide de scénarios à émissions moyennes (RCP4.5) et à émissions élevées (RCP8.5). Les bassins versants du Sud ont connu une augmentation progressive du déficit hydrique annuel tout au long du XXI^e siècle, tandis que le contraire était vrai pour les bassins nordiques. Toutefois, pour l'été, tous les bassins des cours d'eau, sauf ceux de l'extrême nord, devraient connaître une diminution de la disponibilité de l'eau (voir la figure 6.15) (Dibike et coll., 2017). Douze MCG CMIP3 incorporant des scénarios à émissions moyennes (B1), moyennes-élevées (A1B) et élevées (A2) ont montré qu'à la fin du XXI^e siècle, les changements combinés des précipitations et de la température entraîneront des conditions généralement plus sèches dans une grande partie de la région de la forêt boréale de l'Ouest du Canada et à une plus grande probabilité de sécheresse. Cependant, certaines régions de l'Est pourraient devenir légèrement plus humides (Wang et coll., 2014).

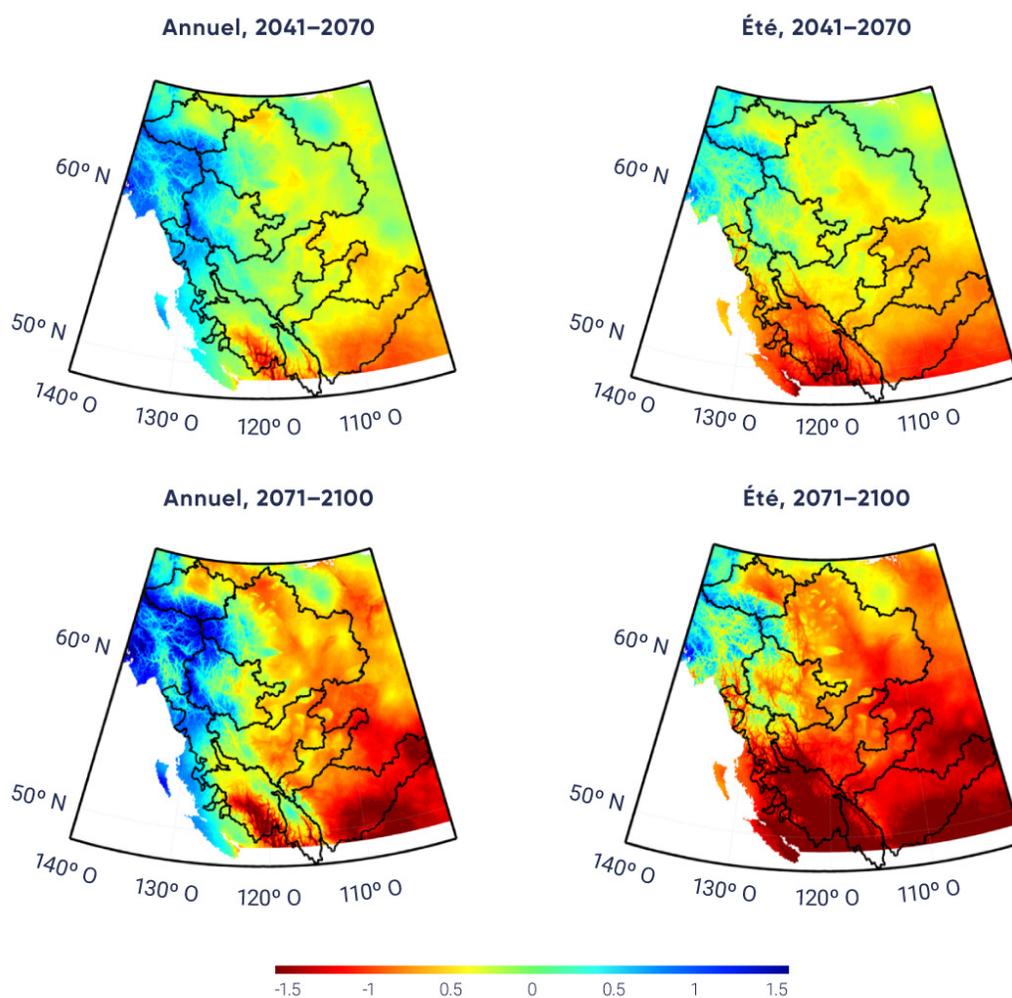


Figure 6.15: Changements dans l'indice normalisé annuel moyen d'évapotranspiration des précipitations pour les bassins hydrographiques de l'Ouest canadien

Variation de la moyenne annuelle de l'indice normalisé d'évapotranspiration des précipitations (SPEI) (à gauche) et estivale (juin-août) (à droite) entre la ligne de base (1971-2000) et 2041-2070 (en haut) et entre la ligne de base et 2071-2100 (en bas) pour les bassins hydrographiques de l'Ouest du Canada. Le SPEI est déterminé à

partir de la température et des précipitations provenant d'un ensemble de six MCG du CMIP5 selon un scénario à émissions élevées (RCP8.5). Les valeurs positives indiquent des conditions plus humides, les valeurs négatives indiquent des conditions plus sèches.

SOURCE DE LA FIGURE : DIBIKE ET COLL. (2017).

Ces prévisions sont compatibles avec d'autres études de l'Amérique du Nord et à l'échelle mondiale utilisant des indices de sécheresse similaires. À titre d'exemple, les projections de sécheresse utilisant de nombreux MCG du CMIP5 (scénario à émissions moyennes [RCP 4.5]) ont montré que la fréquence des conditions de sécheresse sévères à extrêmes devrait augmenter d'ici la fin du XXI^e siècle pour une grande partie du Sud du Canada, y compris le Sud-Est Colombie-Britannique, les Prairies et l'Ontario (mesurés par l'ISSP et l'humidité du sol) (Dai, 2012; Zhao et Dai, 2015, 2016). Des résultats semblables ont été projetés à l'aide de l'ISSP et du SPEI dans le cadre d'un scénario à émissions élevées (RCP 8.5) (Cook et coll., 2014; Touma et coll., 2015). Cela incluait des augmentations de l'amplitude et de la fréquence de la sécheresse sur l'Ouest, le centre et l'Est de l'Amérique du Nord, avec le plus grand changement dans les régions occidentales et centrales. La variabilité d'une année à l'autre de l'INP devrait augmenter d'ici la fin du siècle (2080-2099) dans diverses régions de l'Amérique du Nord, ce qui suggère des extrêmes plus prononcés. Cependant, ces résultats sont très incertains en raison de grandes différences entre les régions et parmi les 21 MCG du CMIP5 (Swain et Hayhoe, 2015). Bien qu'il y ait une cohérence générale quant à la probabilité accrue de sécheresse future au-dessus des régions continentales intérieures du Sud du Canada, il y a incertitude quant à l'ampleur de ces changements. Ceci est principalement dû aux insuffisances des indices qui estiment l'évapotranspiration potentielle, ce qui peut mener à une surestimation de l'intensité de la sécheresse (p. ex. Sheffield et coll., 2012; Trenberth et coll., 2014; Milly et Dunne, 2016).

Résumé de la section

Pour résumer, les relevés de l'humidité du sol directement mesurée et/ou télédéetectée ne sont pas assez longs pour évaluer les changements passés. Les effets des changements climatiques sur l'humidité du sol spécifiquement pour le Canada n'ont pas été étudiés, bien qu'il y ait eu quelques études à l'échelle mondiale. Les résultats ont révélé un consensus selon lequel l'humidité du sol en été diminuera à la fin de ce siècle dans des scénarios d'émissions moyennes à élevées dans plusieurs régions continentales intérieures du globe, y compris le Sud du Canada (intérieur de la Colombie-Britannique et le Sud des Prairies). Ce sont aussi les régions du Canada où les sécheresses devraient devenir plus fréquentes, en raison de l'évapotranspiration accrue causée par des températures plus élevées. Cependant, il y a une incertitude considérable dans les prévisions en matière d'humidité du sol en raison de la complexité des interactions entre les précipitations, l'évapotranspiration et la végétation, qui sont intrinsèquement difficiles à modéliser et qui sont simulées de diverses façons parmi les modèles individuels. Par conséquent, il n'y a qu'un *degré de confiance moyen* que l'humidité du sol d'été diminuera à l'avenir dans les régions intérieures du Sud du Canada.

Il y a eu plusieurs évaluations à l'échelle régionale de l'occurrence antérieure de la sécheresse, la majorité se concentrant sur la région des Prairies. Les résultats ont révélé que, pour la plupart, les sécheresses ont été caractérisées par des variations d'année en année et pluriannuelles (voir la figure 6.14). Cette constatation est conforme à l'évaluation des niveaux d'eau de surface (voir la section 6.3). Aucune étude pancanadienne sur les sécheresses futures n'est actuellement disponible, mais plusieurs ont été réalisées dans l'Ouest du Canada (principalement dans la région des Prairies). Il y a un accord entre ces études concernant l'augmentation de la fréquence et de l'intensité des sécheresses, en particulier à la fin du siècle selon les scénarios d'émissions plus élevées. Cela est conforme à plusieurs études de sécheresse à l'échelle mondiale qui ont principalement montré un potentiel de sécheresse accru en été sur les régions continentales de l'intérieur (y compris l'intérieur de la Colombie-Britannique et de la région du Sud des Prairies). Cependant, toutes ces études incorporent les indices de sécheresse selon lesquels les grandes augmentations de l'évapotranspiration potentielle (basées uniquement sur les changements de température futurs) étaient considérées comme la principale raison du séchage généralisé. Des approches utilisant l'évapotranspiration potentielle comme substitut à l'évapotranspiration réelle ne considèrent pas comment l'humidité du sol et la végétation peuvent limiter l'évapotranspiration et le développement ultérieur de la sécheresse. Par conséquent, ces études ont tendance à surestimer l'intensité des sécheresses futures, augmentant ainsi l'incertitude des prévisions en matière de sécheresse. En conséquence, il n'y a qu'un *degré de confiance moyen* relativement aux prévisions concernant la fréquence et l'intensité accrues des sécheresses au-dessus des régions intérieures du Sud du Canada (voir la FAQ 6.1).



6.5: Eau souterraine

Message clé

La complexité des systèmes d'eau souterraine et le manque d'information rendent difficile l'évaluation de l'évolution des niveaux des eaux souterraines depuis que les données sont recueillies. On s'attend à ce que les changements prévus à la température et aux précipitations influencent les niveaux d'eau souterraine futurs. Cependant, l'ampleur et même la direction du changement ne sont pas claires. La recharge printanière des aquifères dans la majeure partie du pays devrait se produire plus tôt à l'avenir, en raison de la fonte précoce des neiges (*degré de confiance moyen*).

Les eaux souterraines se composent d'eau qui se trouve sous la terre dans les fissures et les espaces dans le sol, le sable et la roche. Elles sont formées à partir des précipitations et des eaux de surface qui s'infiltrent dans le sol pour former des aquifères (un corps de roche saturée à travers laquelle l'eau peut facilement passer). Les eaux souterraines et de surface sont inextricablement interconnectées, car les eaux souterraines se déversent dans les rivières, les lacs, les zones humides et les réservoirs. Ainsi, la quantité et la disponibilité des eaux souterraines influencent l'eau de surface. De plus, l'eau souterraine joue un rôle important dans le maintien des écoulements de base de nombreuses rivières canadiennes (voir la section 6.2.1). Les eaux souterraines sont généralement mesurées à l'échelle locale (puits individuel) ou hydrographique (centaines de kilomètres carrés). Au Canada, les principales sources de données sont les organismes gouvernementaux provinciaux, qui détiennent des observations sur les niveaux des eaux souterraines, les registres des puits, les cartes hydrogéologiques et l'information sur l'extraction des eaux souterraines (CCME, 2010). Bien que les puits provinciaux représentent des données directes pour l'estimation de la recharge des aquifères, les données sont localisées et typiquement à court terme (environ 30 ans et aucune source de plus de 50 ans) (Rivard et coll., 2009). Les puits ne sont pas toujours situés près des stations climatiques et/ou d'écoulement fluvial, ce qui rend les comparaisons avec les conditions de surface difficiles et peut aussi être influencé par le prélèvement des eaux souterraines (Rivera et coll., 2004). Récemment, cependant, les aquifères à grande échelle ont été cartographiés à l'aide de la télédétection, une méthode qui a un grand potentiel (voir l'encadré 6.3). Les changements futurs dans les eaux souterraines sont évalués à l'aide de la production climatique (p. ex. précipitation et température de l'air de surface) de nombreux MCG incorporés à divers modèles d'eau souterraine et hydrologiques. Ces nombreux modèles et la complexité des systèmes d'eau souterraine donnent lieu à un degré élevé d'incertitude dans l'évaluation des changements futurs dans les eaux souterraines (p. ex. Smerdon, 2017).

Encadré 6.3: Surveillance des eaux souterraines depuis l'espace

La télédétection satellitaire est un puissant moyen de cartographier les aquifères et d'évaluer les ressources en eau souterraine. La recherche actuelle consiste à cartographier les eaux souterraines à l'aide des satellites de la Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE). Les satellites de la GRACE étaient actifs de mars 2002 à octobre 2017, et l'un de leurs principaux objectifs était de surveiller les changements dans le stockage de l'eau. Cette surveillance se poursuit avec le lancement d'un autre satellite de la GRACE en mai 2018. Au cours de la dernière décennie, plusieurs études ont cherché à analyser les changements dans le stockage de l'eau à l'aide des données de la GRACE à la meilleure résolution possible dans le temps et l'espace. Ressources naturelles Canada a divers projets expérimentaux visant à cartographier la variabilité des eaux souterraines dans le temps dans les grands bassins d'eau du pays à l'aide de données de la GRACE et d'autres mesures de la neige, de la glace, de l'eau de surface et de l'humidité du sol, ainsi que des mesures ponctuelles des eaux souterraines. Ces cartes fournissent une nouvelle vision nationale de l'eau souterraine dans son ensemble et ont servi à quantifier les changements récents dans

le stockage des eaux souterraines dans quatre régions canadiennes : le bassin des Grands Lacs laurentiens, l'Alberta, les montagnes Rocheuses orientales et le Canada dans son ensemble. Deux d'entre eux sont abordés ci-dessous.

Changements dans le stockage des eaux souterraines dans le bassin des Grands Lacs laurentiens

Les changements dans le stockage des eaux souterraines (SES) dans le bassin des Grands Lacs laurentiens ont été estimés pour la période 2002-2010 à l'aide des données de la GRACE et auxiliaires (voir la figure 6.16). Les changements moyens dans le SES révèlent des cycles annuels distincts, avec une ampleur de pointe à pointe d'environ 50 mm d'équivalent d'épaisseur d'eau (c.-à-d. une couche d'eau de 50 mm sur toutes les zones terrestres du bassin). Les pertes moyennes de SES étaient de 5,0 km³ par année pendant cette période (équivalent à 6,5 mm de perte d'eau souterraine par an sur toutes les zones terrestres du bassin) (Huang et coll., 2012). Cette tendance devrait être interprétée avec prudence, compte tenu de la courte période d'analyse et de l'incertitude dans les modèles utilisés pour les changements d'humidité du sol. D'autres observations de la GRACE sont nécessaires pour évaluer l'évolution à plus long terme du SES dans le bassin des Grands Lacs laurentiens.

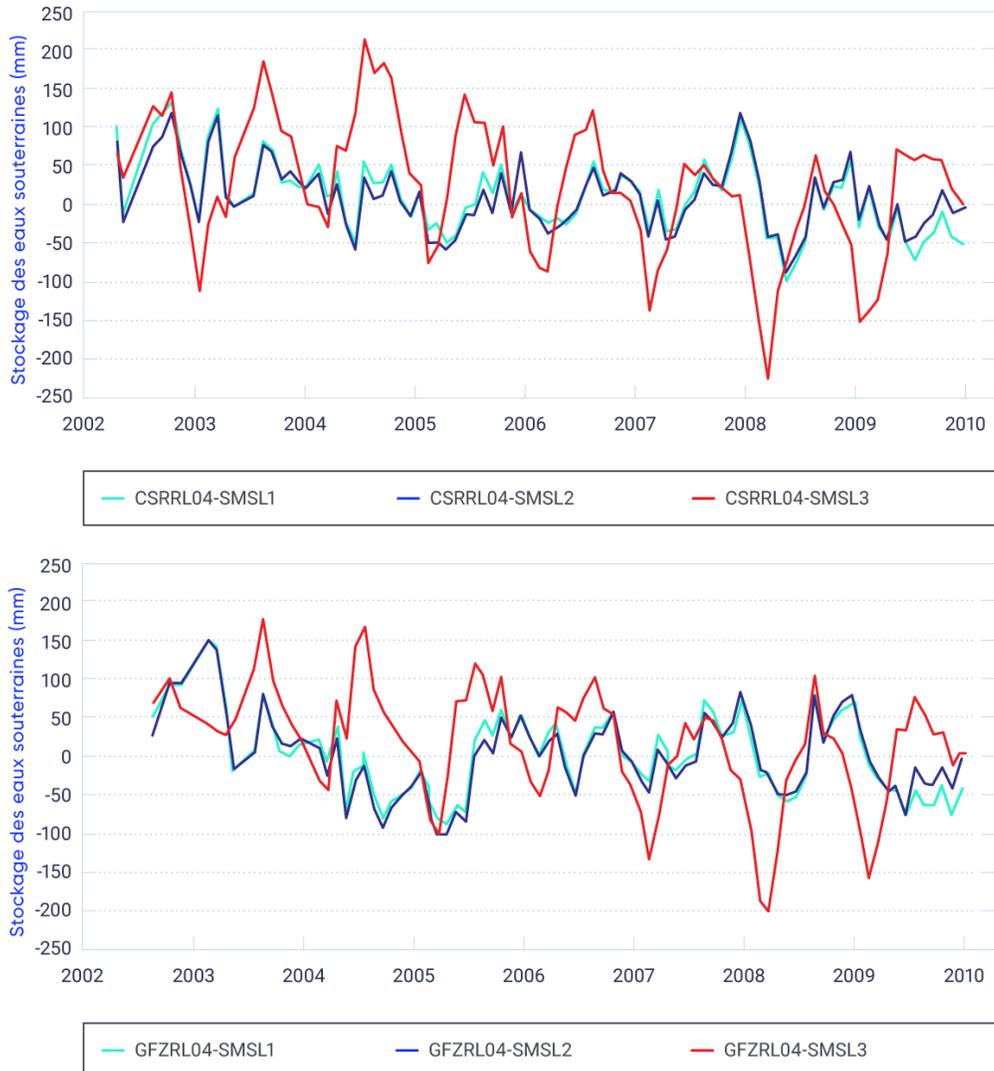


Figure 6.16: Variation du stockage des eaux souterraines dans le bassin des Grands Lacs laurentiens, 2002-2010

Le stockage des eaux souterraines (SES) dérivées mesuré par l'équivalent d'épaisseur d'eau au-dessus des terres du bassin des Grands Lacs en utilisant à l'aide de la version 04 (RL04) du Centre de recherche spatiale (CRS) (en haut) et la version 04 (RL04) du GeoForschungsZentrum (GFZ) (en bas) des modèles de la Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE). Chaque modèle comprend trois gisements d'eau de sol, de neige et de lac (SMSL) qui ont des modèles de surface terrestre différents.

SOURCE DE LA FIGURE : HUANG ET COLL. (2012)

Cartographie des variations de stockage des eaux souterraines en Alberta

Les données de la GRACE ont servi à représenter les modèles à grande échelle des variations de SES en Alberta pour la période de 2002 à 2014 (voir la figure 6.17) (Huang et coll., 2016). Le SES a montré une tendance positive qui a augmenté d'ouest en est. La tendance moyenne pour l'ensemble de la province était de 11 mm par année. Les variations en SES ont été validées à l'aide de puits provinciaux de surveillance des eaux souterraines et ont fait état d'associations prononcées. Cette tendance à court terme devrait être interprétée avec prudence, mais ces résultats sont prometteurs pour la surveillance future des eaux souterraines dans les prairies à l'aide de la GRACE.

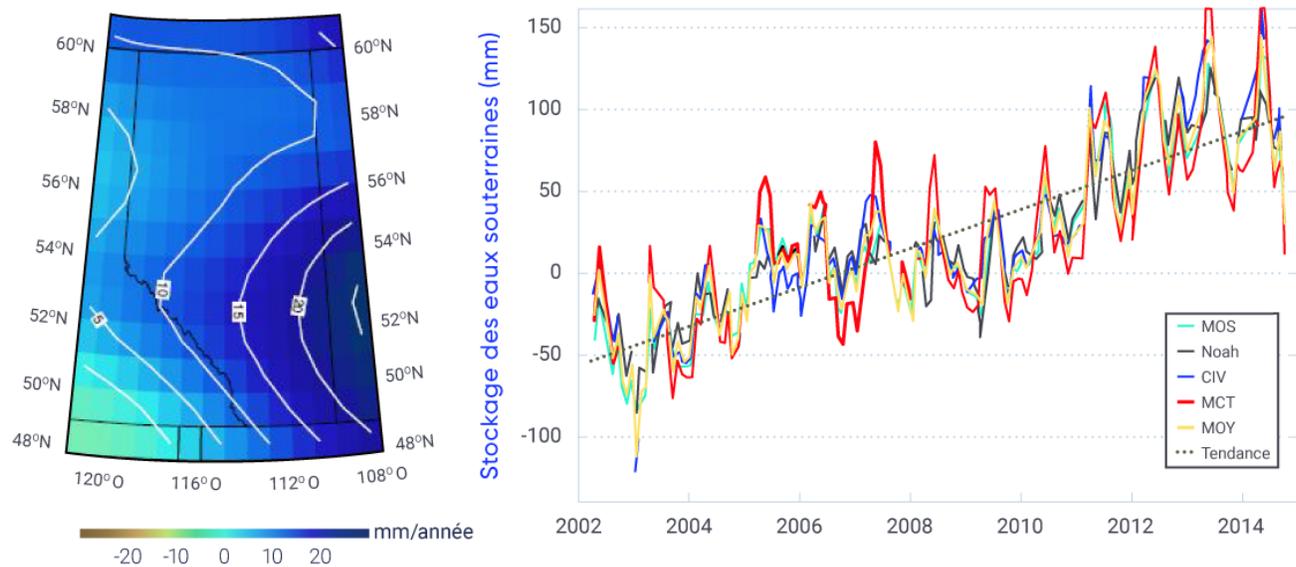


Figure 6.17: Tendances en matière d'entreposage des eaux souterraines en Alberta, de 2002 à 2014

Les tendances moyennes en matière de stockage des eaux souterraines (SES) en Alberta établies à l'aide de la version 05 du modèle gravitationnel mensuel de la GRACE pour la période d'avril 2002 à octobre 2014 (à gauche). La moyenne est déterminée à l'aide de quatre modèles terrestres du système mondial d'assimilation des données terrestres : Mosaic (MOS), Noah, Capacité d'infiltration variable (CIV) et Modèle communautaire des terres (MCT). La moyenne des séries chronologiques sur l'ensemble de la province pour chaque modèle (ainsi que la moyenne des quatre modèles [MOY]), et les tendances linéaires sont fournies sur la droite. Douze cartes des variations mensuelles moyennes du SES ont été produites à partir des 139 grilles de variation mensuelle des SES pour caractériser les variations annuelles en SES.

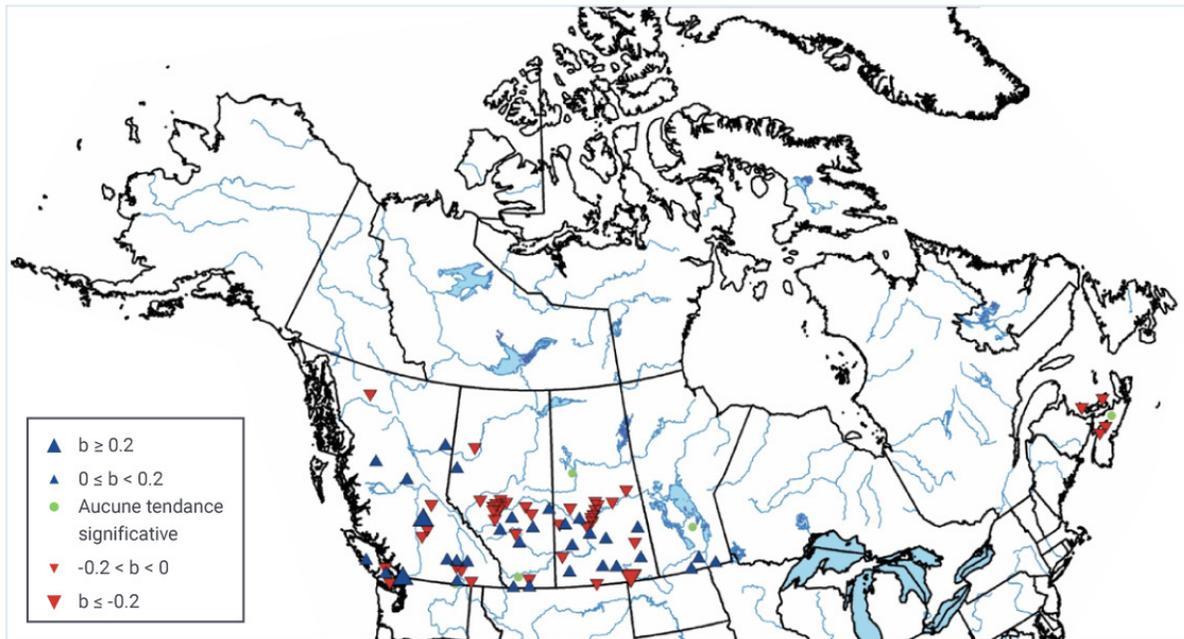
SOURCE DE LA FIGURE : HUANG ET COLL. (2016).

La recharge des eaux souterraines (reconstitution) se produit de plusieurs façons : par infiltration de l'eau de pluie et/ou de fonte des neiges, par l'échange de rivières ou de réservoirs, et par des dépressions dans le paysage alimentées par l'écoulement de surface (Allen et coll., 2014). La plupart des études considèrent la recharge comme un pourcentage des précipitations, mais le pourcentage varie considérablement, selon le climat de la région et les caractéristiques géologiques et hydriques de l'aquifère. Au Canada, les taux de recharge sont généralement de 65 % ou moins des précipitations annuelles (Rivera, 2014), mais ils sont difficiles à quantifier, surtout sur de grandes régions. La détermination de ces taux exige normalement de mesurer les précipitations puis d'effectuer un bilan hydrique en évaluant tous les autres flux d'eau de surface (ruissellement, évaporation et transpiration). Il y a des différences régionales marquées dans les estimations de recharge des eaux souterraines sur la masse continentale canadienne. Dans l'Est du Canada, elles varient entre 1 000 et 1 500 mm par année; dans la région des Prairies, entre 50 et 400 mm par année; et en Colombie-Britannique, de 500 à 2000 mm par année (bien qu'il existe une incertitude considérable) (Allen et coll., 2014). Il n'y a pas assez d'information pour estimer les taux de recharge pour le Nord du Canada.

L'écoulement des eaux souterraines (c.-à-d. la perte d'eau) se produit par écoulement vers un plan d'eau de surface, écoulement par des formations, ou pompage d'un puits. Dans les régions semi-arides, comme les Prairies canadiennes, l'évaporation ou l'évapotranspiration, directes de la nappe phréatique peu profonde, est le principal mécanisme pour la perte des eaux souterraines. La décharge des eaux souterraines est également difficile à quantifier, surtout dans les zones dominées par le pompage de puits ou l'évaporation.

Une seule étude des tendances des niveaux d'eau souterraine au Canada a été réalisée. Des analyses des données disponibles des puits provinciaux (138 avec des données de 30 ans et 53 avec 40 années de données, répartis sur six provinces) ont montré qu'environ 80 % des puits affichaient des tendances importantes (voir la figure 6.18). Des tendances mixtes ont généralement été observées dans la majeure partie de l'Ouest du Canada, tandis que, pour les provinces maritimes, les tendances décroissantes ont dominé le record de 30 ans. Dans l'ensemble, le nombre de tendances ascendantes et descendantes était similaire et, dans certains cas, les puits avoisinants affichaient des tendances opposées. Ce n'est pas surprenant, car certains puits sont plus touchés par le pompage que d'autres. Les auteurs ont déclaré que ces tendances étaient possiblement attribuables aux variations climatiques (p. ex. augmentation de pluie non compensée par une augmentation de l'évapotranspiration), mais aussi à des activités humaines (changements dans l'utilisation des terres, pompage, recharge artificielle) ou aux méthodes statistiques utilisées pour l'estimation des tendances (Rivard et coll., 2009).

30 années



40 années

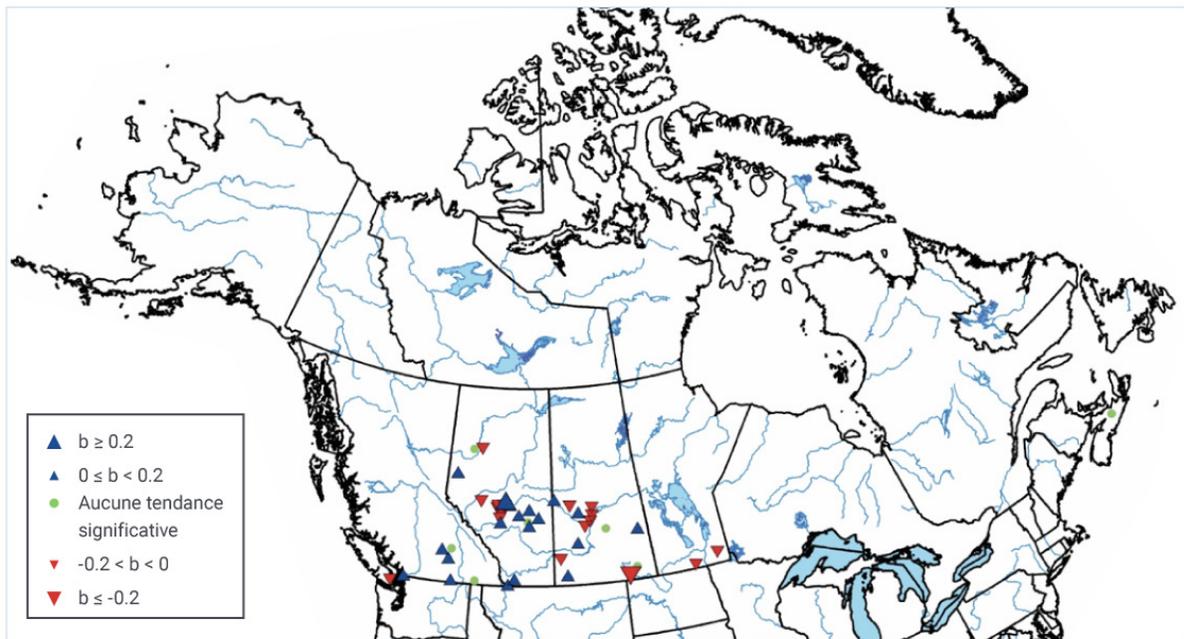


Figure 6.18: Tendances annuelles moyennes du niveau des eaux souterraines pour certaines régions du Canada

Tendances pour les niveaux annuels moyens d'eau souterraine pour les séries de 30 ans (1976-2005, haut) et de 40 ans (1966-2005, bas). Le « b » représente l'ampleur de la tendance en mètres par année. Les tendances significatives dénotent qu'il y a seulement 10 % de probabilité que de tels changements soient dus à la chance.

SOURCE DE LA FIGURE : MODIFIÉ DE RIVARD ET COLL. (2009).

Certaines études de cas ont comparé les niveaux des eaux souterraines avec les précipitations (c.-à-d. les périodes humides et sèches) et ont déterminé que les deux variables tendent à se refléter, les niveaux des eaux souterraines répondant aux précipitations après un certain temps, qui varie selon la région (p. ex. Chen et coll., 2002, 2004). Par exemple, la figure 6.19 fait état des précipitations annuelles à l'aéroport international James Armstrong Richardson de Winnipeg et des niveaux d'eau moyens de 24 puits d'eau souterraine dans la région de Winnipeg. Les eaux souterraines prennent environ 2,2 ans pour réagir (graphique supérieur). Si les précipitations annuelles sont devancées de 2,2 ans, les deux variables sont significativement corrélées (il y a seulement 5 % de probabilité que de tels changements soient dus à la chance) ($r = 0,85$, graphique inférieur). La température moyenne annuelle a eu une corrélation négative significative ($r = -0,72$) avec les niveaux d'eau souterraine (Chen et coll., 2004). Au cours des dernières décennies, la recharge annuelle dans un petit bassin hydrographique de la prairie en Alberta était significativement corrélée avec une combinaison de précipitations de saison de croissance (de mai à septembre) et de ruissellement de fonte des neiges (Hayashi et Farrow, 2014). Pour l'Est du Canada, la recharge des aquifères au Québec, au Nouveau-Brunswick et à l'Île-du-Prince-Édouard variait de façon semblable aux précipitations (au cours de la période 1960-2000), en particulier au site du Nouveau-Brunswick (Allen et coll., 2014). La relation était la plus répandue dans les délais à long terme (décennies), mais elle n'était pas uniforme au fil du temps. Par conséquent, certains éléments indiquent que la variabilité des précipitations peut influencer sur la recharge des eaux souterraines, les systèmes moins profonds répondant plus rapidement que les aquifères plus profonds (Allen et coll., 2014).

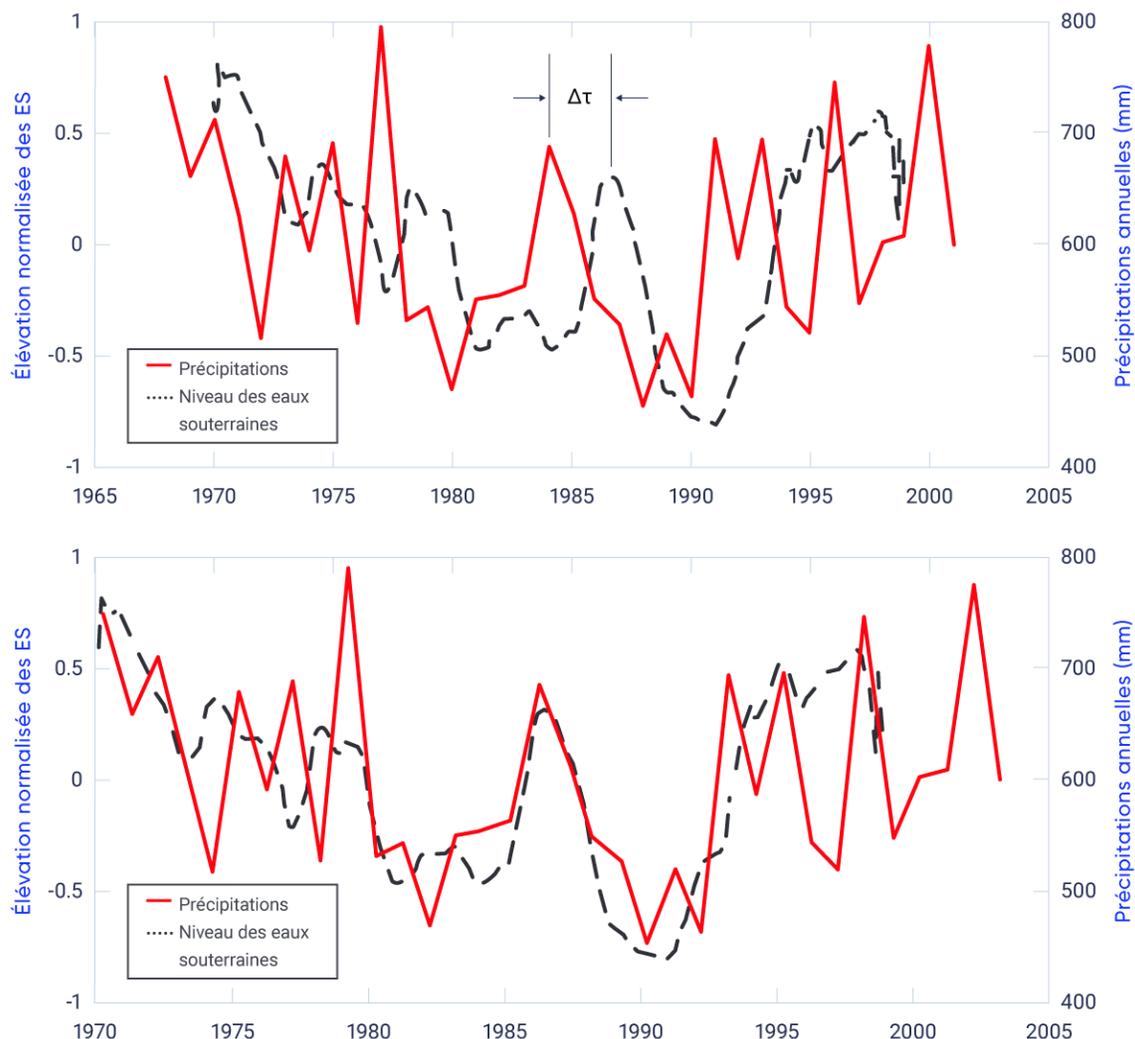


Figure 6.19: Précipitations et niveaux d'eau souterraine dans la région de Winnipeg, 1968-2003

Précipitation annuelle et niveaux moyens d'eau souterraine normalisés dans 24 puits de surveillance de la région de Winnipeg (Manitoba). Le graphique supérieur indique les valeurs réelles, tandis que le graphique inférieur fournit des valeurs avec des précipitations devancées de 2,2 ans (comme noté par le $\Delta\tau$ dans le graphique supérieur).

SOURCE DE LA FIGURE : ALLEN ET COLL. (2014).

Les changements futurs dans la température et les précipitations devraient modifier la recharge des eaux souterraines (en modifiant le ruissellement, l'évapotranspiration et les accumulations de neige). Plusieurs études ont examiné divers aspects des changements climatiques et de la recharge des eaux souterraines dans différentes régions du monde et ont souligné le grand degré d'incertitude dans la modélisation des recharges futures. À l'heure actuelle, il n'est pas possible de projeter clairement l'ampleur de la recharge future des eaux souterraines ou si elle va augmenter ou diminuer (par exemple, Rivard et coll., 2009; Smerdon, 2017). Il y a eu quelques études à l'échelle régionale sur les effets potentiels des changements climatiques sur les recharges futures (diverses périodes) dans l'ensemble du Canada, et elles montrent aussi un large éventail de résultats. Par exemple, dans le Centre-Sud de la Colombie-Britannique, une recharge plus élevée est prévue du printemps à l'été (Scibek et Allen, 2006) alors que, dans les aquifères peu profonds du Sud du Manitoba, la recharge peut diminuer, principalement en raison de la température croissante (Chen et coll., 2004). Pour l'ensemble de l'Ontario, les taux moyens de recharge prévus pour plusieurs bassins hydrographiques allaient d'augmentations de 32 % à des diminutions de 3 % (Southam et coll., 1999; Jyrkama et Sykes, 2007; Sultana et Coulibaly, 2011; Oni et coll., 2014; Nikolik et Simonovic, 2015; Motiee et McBean, 2017). Le Québec avait tendance à afficher des changements de recharge plus faibles, allant de diminutions de 10 % à des augmentations de 20 % (Sulis et coll., 2011, 2012; Bourgault et coll., 2014; Levison et coll., 2014a, 2014b; CEHQ, 2015; Lemieux et coll., 2015; Levison et coll., 2016), tandis que dans les provinces de l'Atlantique, les variations moyennes allaient de baisses de 8 % à des augmentations de 30 % (Kurylyk et MacQuarrie, 2013; Green et MacQuarrie, 2014; Kurylyk et coll., 2014; Rivard et coll., 2014). Dans la plupart de ces analyses de l'Est du Canada, on a systématiquement projeté une recharge précoce due à la fonte précoce des neiges.

Résumé de la section

Pour résumer, les niveaux d'eau souterraine sont difficiles à évaluer en raison de leur complexité dans le paysage canadien et des pressions humaines (p. ex. les prélèvements). La seule analyse à l'échelle nationale (pour les provinces où les données étaient disponibles) a permis de cerner des tendances croissantes et décroissantes des niveaux des eaux souterraines au cours des 30 à 40 dernières années. Dans certains cas, les puits voisins avaient des tendances opposées (voir la figure 6.18). Dans certaines études régionales, les changements observés dans les niveaux ont été reflétés dans les variations à long terme des précipitations et de la fonte des neiges, en particulier pour les aquifères peu profonds (voir la figure 6.19). Toutefois, les relations dans de nombreuses régions du pays n'ont pas été analysées et, par conséquent, il est difficile d'établir un lien direct climat-eau souterraine pour la période d'observation.

Quelques études ont évalué les effets des changements climatiques sur la recharge des eaux souterraines dans différentes régions du monde et ont souligné le grand degré d'incertitude dans la modélisation des recharges futures. Les études sur les changements climatiques au Canada ont révélé des augmentations et des diminutions. Ces études intègrent différents modèles de surface et d'eau souterraine, ainsi qu'une variété de modèles climatiques, de scénarios d'émissions et d'horizons temporels futurs. En outre, ils ne comprennent pas toutes les régions du pays, avec des lacunes notables dans le Nord du Canada. Étant donné qu'il existe des preuves d'une association entre les précipitations, la fonte des neiges et – dans une moindre mesure – la température, d'une part, et la recharge des eaux souterraines, de l'autre, il est prévu que les changements prévus dans ces variables influenceront sur les niveaux des eaux souterraines. Toutefois, en raison de la complexité et de l'absence de preuves cohérentes, il existe un degré élevé d'incertitude quant à l'ampleur et même à la direction du changement. En outre, l'ampleur des prélèvements futurs des eaux souterraines est inconnue, ce qui ajoute à l'incertitude. Néanmoins, de nombreuses études montrent un décalage saisonnier vers une recharge précoce en association avec la fonte des neiges plus précoce et, par conséquent, il y a un *degré de confiance moyen* que cette recharge printanière des aquifères dans la majeure partie du pays se produira plus tôt à l'avenir.

Références

Abdul Aziz, O.I. et Burn, D.H. « Trends and variability in the hydrological regime of the Mackenzie River Basin », *Journal of Hydrology*, vol. 319, 2006, pp. 282–294.

ACB (Association canadienne des barrages). « Dams in Canada », Association canadienne des barrages, Toronto, Ontario, 2016. <https://www.cda.ca/EN/Dams_in_Canada/EN/Dams_In_Canada.aspx?hkey=11c76c52-7794-4ddf-b541-584f9ea2dbe9>.

Adams, J.R., McNairn, H., Berg, A.A. et Champagne, C. « Evaluation of near-surface soil moisture data from an AAFC monitoring network in Manitoba, Canada: Implications for L-band satellite validation », *Journal of Hydrology*, vol. 521, 2015, pp. 582–592.

Allen, D., Hayashi, M., Nastev, M., Chen, Z. et Turner, B. « Recharge and Climate; Chapter 4 », dans *Canada's Groundwater Resources*, A. Rivera (éd), Fitzhenry & Whiteside Limited, Markham, Ontario, 2014, pp. 101–148.

Angel, J.R. et Kunkel, K.E. « The response of Great Lakes water levels to future climate scenarios with an emphasis on Lake Michigan-Huron », *Journal of Great Lakes Research*, vol. 36, 2010, pp. 51–58.

Argyilan, E.P. et Forman, S.L. « Lake level response to seasonal climatic variability in the Lake Michigan-Huron system from 1920 to 1995 », *Journal of Great Lakes Research*, vol. 29, 2003, pp. 488–500.

Arisz, H., Dalton, S., Scott, D. et Burrell, B.C. « Trends in New Brunswick hydrometric data » dans *Proceedings of the Annual Conference of the Canadian Society for Civil Engineering*, Ottawa, Ontario, 2011, pp. 2995–3005.

Assani, A.A., Landry, R. et Laurencelle, M. « Comparison of interannual variability modes and trends of seasonal precipitation and streamflow in Southern Quebec (Canada) », *River Research and Applications*, vol. 28, 2012, pp. 1740–1752.

Barnett, T.P., Adam, J.C. et Lettenmaier, D.P. « Potential Impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions », *Nature*, vol. 438, 2005, pp. 303–309.

Bates, B.C., Kundzewics, Z.W., Wu, S. et Palutikof, J.P. « Climate Change and Water », Technical Paper of the Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC Secrétariat, Genève, Suisse, 2008, 210 p.

Bawden, A.J., Linton, H.C., Burn, D.H. et Prowse, T.D. « A spatiotemporal analysis of hydrological trends and variability in the Athabasca River region, Canada », *Journal of Hydrology*, vol. 509, 2014, pp. 333–342.

BCMOE (British Columbia Ministry of the Environment) « Indicators of Climate Change for British Columbia 2016 Update », British Columbia Ministry of the Environment, 2016. <http://www2.gov.bc.ca/assets/gov/environment/research-monitoring-and-reporting/reporting/envreportbc/archived-reports/climate-change/climatechangeindicators-13sept2016_final.pdf>.

Bell, J.E., Palecki, M.A., Baker, C.B., Collins, W.G., Lawrimore, J.H., Leeper, R.D., Hall, M.E., Kochendorfer, J., Meyers, T.P., Wilson, T. et Diamond, H.J. « U.S. Climate Reference Network soil moisture and temperature observations », *Journal of Hydrometeorology*, vol. 14, 2013, pp. 977–988.

- Beltaos S. « Effects of climate on mid-winter ice jams », *Hydrological Processes*, vol. 16, 2002, pp. 789–804.
- Beltaos, S., Prowse, T., Bonsal, B., Carter, T., MacKay, R., Romolo, L., Pietroniro, A. et Toth, B. « Climatic effects on ice-jam flooding of the Peace-Athabasca Delta », *Hydrological Processes*, vol. 20, 2006, pp. 4031–4050.
- Bennett, K.E., Werner, A.T. et Schnorbus, M. « Uncertainties in hydrologic and climate change impact analyses in headwater basins of British Columbia », *Journal of Climate*, vol. 25, 2012, pp. 5711–5730.
- Berg, A., Sheffield, J. et Milly, P.C.D « Divergent surface and total soil moisture projections under global warming », *Geophysical Research Letters*, vol. 44, 2016, pp. 236–244.
- Born, S.K. « Climate change impacts assessment and uncertainty analysis at the hydrology of a northern, data-sparse catchment using multiple hydrological models », Thèse de maîtrise, génie civil, Université du Manitoba, Winnipeg, 2012, 207 p., <<http://mspace.lib.umanitoba.ca/handle/1993/13692>>
- Bonsal, B.R. et Cuell, C. « Hydro-climatic variability and extremes over the Athabasca river basin: Historical trends and projected future occurrence », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 42, 2017, pp. 315–335. doi:10.1080/07011784.2017.1328288
- Bonsal, B.R. et Regier, M. « Historical comparison of the 2001/2002 drought in the Canadian Prairies », *Climate Research*, vol. 33, 2007, pp. 229–242.
- Bonsal, B.R. et Shabbar, A. « Impacts of large-scale circulation variability on low streamflows over Canada: A review », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 33, 2008, pp. 137–154.
- Bonsal, B.R., Aider, R. Gachon, P. et Lapp, S. « An Assessment of Canadian Prairie drought: Past, present, and future », *Climate Dynamics*, vol. 41, 2013, pp. 501–516.
- Bonsal, B.R., Cuell, C., Wheaton, E., Sauchyn, D.J. et Barrow E. « An assessment of historical and projected future hydro-climatic variability and extremes over southern watersheds in the Canadian Prairies », *International Journal of Climatology*, vol. 37, 2017, pp. 3934–3948. doi:10.1002/joc.4967
- Bonsal, B.R., Wheaton, E.E., Chipanshi, A., Lin, C., Sauchyn, D.J. et Wen, L. « Drought research in Canada: A review », *Atmosphere-Ocean*, vol. 49, 2011, pp. 303–319.
- Bourgault, M.A., Larocque, M. et Roy, M. « Simulation of aquifer-peatland-river interactions under climate change », *Hydrology Research*, vol. 45, 2014, pp. 425–440.
- Boyer, C., Chaumont, D., Chartier, I. et Roy, A.G. « Impact of climate change on the hydrology of St. Lawrence tributaries », *Journal of Hydrology*, vol. 384, 2010, pp. 65–83.
- Brabets, T.P. et Walvoord, M.A. « Trends in streamflow in the Yukon River Basin from 1944 to 2005 and the influence of the Pacific Decadal Oscillation », *Journal of Hydrology*, vol. 371, 2009, pp. 108–119.

Burn, D.H. « Climatic influences on streamflow timing in the headwaters of the Mackenzie River Basin », *Journal of Hydrology*, vol. 352, 2008, pp. 225–238.

Burn, D.H. et Hag Elnur, M.H. « Detection of hydrologic trends and variability », *Journal of Hydrology*, vol. 255, 2002, pp. 107–122.

Burn, D.H. et Hesch, N.M. « A comparison of trends in potential and pan evaporation for the Canadian Prairies », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 31, 2006, pp. 173–184.

Burn D.H. et Whitfield, P.H. « Changes in floods and flood regimes in Canada », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 41, 2016, pp. 139–150. doi: 10.1080/07011784.2015.1026844

Burn, D.H., Abdul Aziz, O.I. et Pietroniro, A. « A comparison of trends in hydrological variables for two watersheds in the Mackenzie River Basin », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 29, 2004a, pp. 283–298.

Burn, D.H., Cunderlik, J.M. et Pietroniro, A. « Hydrological trends and variability in the Liard River basin », *Hydrological Sciences Journal*, vol. 49, 2004b, pp. 53–67.

Burn, D.H., Fan, L. et Bell, G. « Identification and quantification of streamflow trends on the Canadian Prairies », *Hydrological Sciences Journal*, vol. 53, 2008, pp. 538–549.

Burn, D.H., Sharif, M. et Zhang, K. « Detection of trends in hydrological extremes for Canadian watersheds », *Hydrological Processes*, vol. 24, 2010, pp. 1781–1790. doi: 10.1002/hyp.7625

Burn, D.H., Whitfield, P.H. et Sharif, M. « Identification of changes in floods and flood regimes in Canada using a peaks over threshold approach », *Hydrological Processes*, vol. 30, 2016, pp. 3303–3314. doi: 10.1002/hyp.10861

Bush, E.J., Loder, J.W., James, T.S., Mortsch, L.D. et Cohen, S.J. « 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, <https://www.rncan.gc.ca/sites/www.rncan.gc.ca/files/earthsciences/pdf/assess/2014/pdf/Chapitre2-Apercu_Fra.pdf>

Buttle, J.M., Allen, D.M., Cassie, D., Davison, B., Hayashi, M., Peters, D.L., Pomeroy, J.W., Simonovic, S., St-Hilaire, A. et Whitfield, P.H. « Flood processes in Canada: regional and special aspects », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 41, 2016, pp. 7–30. doi: 10.1080/07011784.2015.1131629

Canadian National Committee « Canadian survey on the water balance of lakes », dans *International Hydrological Decade Report*; Environment Canada, Ottawa, Ontario, 1975.

Canards illimités Canada. « Southern Ontario wetland conversion analysis: final report »; Canards illimités Canada; Barrie, Ontario, 2010, 23 p. <http://www.ducks.ca/assets/2010/10/duc_ontariowca_optimized.pdf>.

Carrera, M.L., Bélair, S. et Bilodeau, B. « The Canadian land data assimilation system (CaLDAS): Description and synthetic evaluation study », *Journal of Hydrometeorology*, vol. 16, 2015, pp. 1293–1314. doi: 10.1175/JHM-D-14-0089.1

CCME (Conseil canadien des ministres de l'environnement). *Review and assessment of Canadian groundwater resources, management, current research mechanisms and priorities*, Conseil canadien des ministres de l'environnement, 2010. <http://www.ccme.ca/files/Resources/water/groundwater/gw_phase1_smry_en_1.1.pdf>.

CEHQ (Centre d'Expertise Hydrique Québec). *Atlas hydroclimatique du Québec méridional: Impact des changements climatiques sur les régimes de crue, d'étiage et d'hydraulicité à l'horizon 2050*, Centre d'expertise hydrique du Québec, Québec, Québec, 2015, 81 p. <https://www.cehq.gouv.qc.ca/hydropetrie/atlas/Atlas_hydroclimatique_2015.pdf>

Champagne, C., Berg, A.A., McNairn, H., Drewitt, G. et Huffman, T. « Evaluation of soil moisture extremes for agricultural productivity in the Canadian prairies », *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 165, 2012, pp. 1–11.

Champagne, C., McNairn, H. et Berg, A.A. « Monitoring agricultural soil moisture extremes in Canada using passive microwave remote sensing », *Remote Sensing of Environment*, vol. 115, 2011, pp. 2434–2444.

Champagne, C., Rowlandson, T., Berg, A., Burns, T., L'Heureux, J., Tetlock, E., Adams, J.R., McNairn, H., Toth, B. et Itenfisu, D. « Satellite surface soil moisture from SMOS and Aquarius: Assessment for applications in agricultural landscapes », *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, vol. 45, 2016, pp. 143–154.

Chan, S.K., Bindlish, R., O'Neill, P.E., Njoku, E., Jackson, T., Colliander, A., Chen, F., Burgin, M., Dunbar, S., Piepmeier, J., Yuch, S., Entekhabi, D., Cosh, M.H., Caldwell, T., Walker, J., Wu, X., Berg, A., Rowlandson, T., Pacheco, A., McNairn, H., Thibeault, M., Martinez-Fernandez, J., Gonzalez-Zamora, A., Seyfried, M., Bosch, D., Starks, P., Goodrich, D., Prueger, J., Palecki, M., Small, E.E., Zreda, M., Calvet, J.C., Crow, W. et Kerr, Y. « Assessment of the SMAP passive soil moisture product », *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 54, 2016, pp. 4994–5007.

Chen, J., Brissette, F.P., Poulin, A. et Leconte, R. « Overall uncertainty study of the hydrological impacts of climate change for a Canadian watershed », *Water Resources Research*, vol. 47, 2011. doi: 10.1029/2011WR010602

Chen, Z., Grasby, S. et Osadetz, K. « Predicting groundwater variation from climatic variables: an empirical model », *Journal of Hydrology*, vol. 260, 2002, pp. 102–117.

Chen, Z., Grasby, S. et Osadetz, K. « Relation between climate variability and groundwater levels in the upper carbonate aquifer, southern Manitoba, Canada », *Journal of Hydrology*, vol. 290, 2004, pp. 43–62.

Chipanshi, A.C., Findlater, K.M., Hadwen, T. et O'Brien, E.G. « Analysis of consecutive droughts on the Canadian Prairies », *Climate Research*, vol. 30, 2006, pp. 175–187.

CMI [Commission mixte internationale]. Problèmes et conditions extrêmes créés par les crues du lac Ontario et du fleuve Saint Laurent 2017. <<https://www.ijc.org/fr/problemes-et-conditions-extremes-crees-par-les-crues-du-lac-ontario-et-du-fleuve-saint-laurent-0>>.

- Cohen, S., Koshida, G. et Mortsch, L. « Climate and water availability indicators in Canada: Challenges and a way forward. Part III – Future scenarios », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 40, 2015, pp. 160–173.
- Colliander, A., Jackson, T.J., Bindlish, R. Chan, S., Das, N., Kim, S.B., Cosh, M.H., Dunbar, R.S., Dang, L., Pashaian, L., Asanuma, J., Aida, K., Berg, A., Rowlandson, T., Bosch, D., Caldwell, T., Caylor, K., Goodrich, D., al Jassar, H., Lopez-Baeza, E., Martínez-Fernandez, J., Gonzalez-Zamora, A., Livingston, S., McNairn, H., Pacheco, A., Moghaddam, M., Montzka, C., Notarnicola, C., Niedrist, G., Pellarin, T., Prueger, J., Pulliainen, J., Rautiainen, K., Ramos, J., Seyfried, M., Starks, P., Su, Z., Zeng, Y., van der Velde, R., Thibeault, M., Dorigo, W., Vreugdenhil, M., Walker, J.P., Wu, X., Monerris, A., O'Neill, P.E., Entekhabi, D., Njoku, E.G. et Yueh, S. « Validation of SMAP surface soil moisture products with core validation sites », *Remote Sensing of Environment*, vol. 191, 2017, pp. 215–231.
- Cook, B.I., Smerdon, J.E., Seager, R. et Coats, S. « Global Warming and 21st Century Drying », *Climate Dynamics*, vol. 43, 2014, pp. 2607–2627.
- Cunderlik, J.M. et Ouarda, T.M.B.J. « Trends in the timing and magnitude of floods in Canada », *Journal of Hydrology*, vol. 375, 2009, pp. 471–480.
- Dai, A. « Characteristics and trends in various forms of the Palmer Drought Severity Index during 1900–2008 », *Journal of Geophysical Research*, vol. 116, 2011, D12115. doi: 10.1029/2010JD015541
- Dai, A. « Increasing Drought under Global Warming in Observations and Models », *Nature Climate Change*, vol. 3, 2012, pp. 52–58.
- DeBeer, C.M., Wheeler, H.S., Carey, S.K. et Chun, K.P. « Recent, climatic, cryospheric, and hydrological changes over the interior of western Canada: A review and synthesis », *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 20, 2016, pp. 1573–1598.
- Déry, S.J. et Wood, E.F. « Teleconnection between the Arctic Oscillation and Hudson Bay river discharge », *Geophysical Research Letters*, vol. 31, 2004, L18205. doi: 10.1029/2004GL020729
- Déry, S.J., Hernández-Henríquez, M.A., Owens, P.N., Parkes, M.W. et Petticrew, E.L. « A century of hydrological variability and trends in the Fraser River Basin », *Environmental Research Letters*, vol. 7, 2012, 024019. doi:10.1088/1748-9326/7/2/024019
- Déry, S.J., Mlynowski, T.J., Hernández-Henriquez, M.A. et Straneo, F. « Interannual variability and interdecadal trends in Hudson Bay streamflow », *Journal of Marine Systems*, vol. 88, 2011, pp. 341–351.
- Déry, S.J., Stadnyk, T.A., MacDonald, M.K. et Gaulti-Sharma, B. « Recent trends and variability in river discharge across northern Canada », *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 20, 2016, pp. 4801–4818.
- Déry, S.J., Stahl, K., Moore, R.D., Whitfield, P.H., Menounos, B. et Burford, J.E. « Detection of runoff timing changes in pluvial, nival, and glacial rivers of western Canada », *Water Resources Research*, vol. 45, 2009, W04426. doi:10.1029/2008WR006975
- Dibike, Y.D., Prowse, T.D., Bonsal, B.R. et O'Neil, H.C.L. « Implications of future climate on water availability in the western Canadian river basins », *International Journal of Climatology*, vol. 37, 2017, pp. 3247–3263.

Donohue, R.J., McVicar, T.R. et Roderick, M.L. « Assessing the ability of potential evaporation formulations to capture the dynamics in evaporative demand within a changing climate », *Journal of Hydrology*, vol. 386, 2010, pp. 186–197.

Doringo, W.A., Wagner, W., Hohensinn, R., Hahn, S., Paulik, C., Xaver, A., Gruber, A., Drusch, M., Mecklenburg, S., van Oevelen, P., Robock, A. et Jackson, T. « The international soil moisture network: a data hosting facility for global in situ soil moisture measurements », *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 15, 2011, pp. 1675–1698.

Duguay, C., Ernou, Y. et Hawkings, J. « SAR and optical satellite observations of ice covered thermokarst lakes, Old Crow Flats, Yukon Territory », présentation au 56th Eastern Snow Conference, Fredericton, Nouveau-Brunswick, Canada, 1999.

Dumanski, S., Pomeroy, J.W. et Westbrook, C.J. « Hydrological regime changes in a Canadian Prairie basin », *Hydrological Processes*, vol. 29, 2015, pp. 3893–3904.

EBNFLO Environmental and AquaResource Inc. « Guide for assessment of hydrologic effects of climate change in Ontario », le ministère des Richesses naturelles et le ministère de l'Environnement de l'Ontario en partenariat avec Credit Valley Conservation, 2010. <https://www.researchgate.net/profile/Linda_Mortsch/publication/309565142_Guide_for_assessment_of_hydrologic_effects_of_climate_change_in_Ontario/links/58adeba892851cf7ae85b0db/Guide-for-assessment-of-hydrologic-effects-of-climate-change-in-Ontario.pdf>.

ECCC (Environnement et changements climatiques Canada). « Water level and flow », Environnement et changements climatiques Canada, 2017. <<https://wateroffice.ec.gc.ca/>>.

Ehsanzadeh, E. et Adamowski, K. « Detection of trends in low flows across Canada », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 32, 2007, pp. 251–264.

ÉIGLA [Étude internationale sur les Grands Lac d'amont]. « Lake Superior regulation: Addressing uncertainty in upper Great Lakes water levels », Rapport final à la Commission mixte internationale, 2012, 215 p.

El-Jabi, N., Turkkan, N. et Caissie, D. « Regional climate index for floods and droughts using Canadian Climate Model (CGCM3.1) », *American Journal of Climate Change*, vol. 2, 2013, pp. 106–115.

Eum, H., Dibike, Y. et Prowse, T. « Climate-induced alteration of hydrologic indicators in the Athabasca River Basin, Alberta, Canada », *Journal of Hydrology*, vol. 544, 2017, pp. 327–342.

Famiglietti, J.S., Ryu, D., Berg, A., Rodell, M. et Jackson, T.J. « Field observations of soil moisture availability across scales », *Water Resources Research*, vol. 44, 2008, W01423. doi:10.1029/2006WR005804

Fernandes, R., Korolevych, V. et Wang, S. « Trends in land evapotranspiration over Canada for the period 1960–2000 based on in situ climate observations and a land surface model », *Journal of Hydrometeorology*, vol. 8, 2007, pp. 1016–1030.

Fleming, S.W. « Signal-to-noise ratios of geophysical and environmental time series », *Environmental and Engineering Geoscience*, vol. 16, 2010, pp. 389–399.

Fleming, S.W. et Clarke, G.K.C. « Glacial control of water resource and related environmental responses to climatic warming: Empirical analysis using historical streamflow data from Northwestern Canada », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 28, 2003, pp. 69–86.

Fleming, S.W. et Weber, F.A. « Detection of long-term change in hydroelectric reservoir inflows: Bridging theory and practice », *Journal of Hydrology*, vol. 470, 2012, pp. 36–54.

Forbes, K.A., Kienzle, S.W., Coburn, C.A., Byrne, J.M. et Rasmussen, J. « Simulating the hydrological response to predicted climate change on a watershed in southern Alberta, Canada », *Climatic Change*, vol. 105, 2011, pp. 555–576.

Fournier, R.A., Grenier, M., Lavoie, A. et Hélie, R. « Towards a strategy to implement the Canadian Wetland Inventory using satellite remote sensing », *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 33, 2007, pp. S1–S16.

Gan, T.Y. « Hydroclimatic trends and possible climatic warming in the Canadian Prairies », *Water Resources Research*, vol. 34, 1998, pp. 3009–3015.

Ghanbari, R.N. et Bravo, H.R. « Coherence between atmospheric teleconnections, Great Lakes water levels, and regional climate », *Advances in Water Resources*, vol. 31, 2008, pp. 1284–1298.

Girardin, M.P., Tardif, J., Flannigan, M.D., Wotton, B.M. et Bergeron, Y. « Trends and periodicities in the Canadian drought code and their relationships with atmospheric circulation for the southern boreal forest », *Canadian Journal of Forest Research*, vol. 34, 2004, p. 103–119.

GLERL [Great Lakes Environmental Research Laboratory] « GLERL Great Lakes monthly hydrologic data (1860–Recent) », 2017. <https://www.glerl.noaa.gov/pubs/tech_reports/glerl-083/UpdatedFiles/>.

Gouvernements fédéral, provinciaux et territoriaux du Canada. *Biodiversité canadienne : état et tendances des écosystèmes*, 2010, Conseils canadiens des ministres des ressources, Ottawa, Ontario, 2010, 142 p.

Green, N.R. et MacQuarrie, K.T.B. « An evaluation of the relative importance of the effects of climate change and groundwater extraction on seawater intrusion in coastal aquifers in Atlantic Canada », *Hydrogeology Journal*, vol. 22, 2014, pp. 609–623.

Grillakis, M.G., Koutroulis, A.G. et Tsanis, I.K. « Climate change impact on the hydrology of Spencer Creek watershed in Southern Ontario, Canada », *Journal of Hydrology*, vol. 409, 2011, pp. 1–19.

Gronewold, A.D., Bruxer, J., Durnford, D., Smith, J.P., Clites, A.H., Seglenieks, F., Qian, S.S., Hunter, T.S. et Fortin, V. « Hydrological drivers of record-setting water level rise on Earth's largest lake system », *Water Resources Research*, vol. 52, 2016, pp. 4026–4042. doi:10.1002/2015WR018209

Guay C., Minville M. et Braun M. « A global portrait of hydrological changes at the 2050 horizon for the province of Quebec », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 40, 2015, pp. 285–302.

- Hanrahan, J.L., Kravtsov, S.V. et Roebber, P.J. « Connecting past and present climate variability to the water levels of Lakes Michigan and Huron », *Geophysical Research Letters*, vol. 37, 2010, L01701. doi:10.1029/2009GL041707
- Harma, K. J., Johnson, M.S. et Cohen, S.J. « Future water supply and demand in the Okanagan basin, British Columbia: A scenario-based analysis of multiple, interacting stressors », *Water Resources Management*, vol. 26, 2012, pp. 667–689.
- Harvey, K.D., Pilon, P.J. et Yuzyk, T.R. « Canada's Reference Hydrometric Basin Network (RHBN) », dans *Proceedings of the Canadian Water Resources Association 51st Annual Conference, Partnerships in Water Resources Management*, Nova Scotia, Canada, 1999.
- Hayashi, M. et Farrow, C.R. « Watershed-scale response of groundwater recharge to inter-annual and inter-decadal variability in precipitation (Alberta, Canada) », *Hydrogeology Journal*, vol. 22, 2014, pp. 1825–1839.
- Hayashi, M., Jackson, J.F. et Xu, L. « Application of the versatile soil moisture budget model to estimate evaporation from prairie grassland », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 35, 2010, pp. 187–208.
- Hayhoe, K., VanDorn, J., Croley, T., Schlegal, N. et Wuebbles, D. « Regional climate change projections for Chicago and the US Great Lakes », *Journal of Great Lakes Research*, vol. 36, 2010, pp. 7–21.
- Hernández-Henríquez, M.A., Sharma, A.R. et Déry, S.J. « Variability and trends in runoff in the rivers of British Columbia's Coast and Insular Mountains », *Hydrological Processes*, vol. 31, 2017, pp. 3269–3282.
- Hidalgo, H.G., Das, T., Dettinger, M.D., Cayan, D.R., Pierce, D.W., Barnett, T.P., Bala, G., Mirin, A., Wood, A.W., Bonfils, C., Santer, B.D. et Nozawa, T. « Detection and attribution of streamflow timing changes to climate change in the western United States », *Journal of Climate*, vol. 22, 2009, pp. 3838–3855.
- Hinzman, L.D., Bettez, N.D., Bolton, W.R., Chapin, F.S., Dyurgerov, M.B., Fastie, C.L., Griffith, B., Hollister, R.D., Hope, A., Huntington, H.P., Jensen, A.M., Jia, G.L., Jorgenson, T., Kane, D.L., Klein, D.R., Kofinas, G., Lynch, A.H., Lloyd, A.H., McGuire, A.D., Nelson, F.E., Thomas, W.C., Osterkamp, E., Racine, C.H., Romanovsky, V.E., Stone, R.S., Stow, D.A., Sturm, M., Tweedie, C.E., Vourlitis, G.L., Walker, M.D., Walker, D.A., Webber, P.J., Welker, J.M., Winker, K.S. et Yoshikawa, K. « Evidence and implications of recent climate change in northern Alaska and other Arctic regions », *Climatic Change*, vol. 72, 2005, pp. 251–298.
- Houghton, J. « *Global Warming: The Complete Briefing* (3rd edition) », Cambridge University Press, Cambridge, Royaume Uni, 2004, 351 p.
- Huang, J., Halpenny, J., van der Wal, W., Klatt, C., James, T.S. et Rivera, A. « Detectability of groundwater storage change within the Great Lakes Water Basin using GRACE », *Journal of Geophysical Research*, vol. 117, 2012. doi:10.1029/2011JB008876
- Huang, J., Pavlic, G., Rivera, A., Palombi, D. et Smerdon, B. « Mapping groundwater storage variations with GRACE: a case study in Alberta, Canada », *Hydrogeology Journal*, vol. 24, 2016, pp. 1663–1680.

Islam, S.U., Déry, S.J. et Werner, A.T. « Future climate change impacts on snow and water resources of the Fraser River Basin, British Columbia », *Journal of Hydrometeorology*, vol. 18, 2017, pp. 473–496.

Jeong, D.I. et Sushama, L. « Rain-on-snow events over North America based on two Canadian regional climate models », *Climate Dynamics*, vol. 50, 2018, pp. 303–316.

Jeong, D.I., Sushama, L. et Khaliq, M.N. « The role of temperature in drought projections over North America », *Climatic Change*, vol. 127, 2014, pp. 289–303.

Jones, N.E., Petreman, I.C. et Schmidt, B.J. « High flows and freshet timing in Canada: Observed trends », Climate Change Research Report CCRR-42, Ontario Ministry of Natural Resources and Forestry, Science and Research Branch, Peterborough, Ontario, 2015. <http://www.climateontario.ca/MNR_Publications/CCRR42.pdf>.

Jyrkama, M.I. et Sykes, J.F. « The impact of climate change on spatially varying groundwater recharge in the Grand River watershed (Ontario) », *Journal of Hydrology*, vol. 338, 2007, pp. 237–250.

Kang, D.H., Gao, H., Shi, H., Islam, S. et Dery, S.J. « Impacts of a rapidly declining mountain snowpack on streamflow timing in Canada's Fraser River basin », *Scientific Reports*, vol. 6, 2016. doi:10.1038/srep19299

Kerkhoven, E. et Gan, T.Y. « Differences and sensitivities in potential hydrologic impact of climate change to regional-scale Athabasca and Fraser River basins of the leeward and windward sides of the Canadian Rocky Mountains respectively », *Climatic Change*, vol. 106, 2011, pp. 583–607.

Khaliq, M.N., Ouarda, T.B.M.J., Gachon, P. et Sushama, L. « Temporal evolution of low-flow regimes in Canadian rivers », *Water Resources Research*, vol. 44, 2008. doi:10.1029/2007WR006132

Kienzle, S.W., Nemeth, M.W., Byrne, J.M. et MacDonald, R.J. « Simulating the hydrological impacts of climate change in the upper North Saskatchewan River basin, Alberta, Canada », *Journal of Hydrology*, vol. 412–413, 2012, pp. 76–89.

Klaassen, J. « A climatological assessment of major 20th century drought in southern Ontario, Canada », Proceedings of the 13th Conference on Applied Climatology, 13–16 May 2002; American Meteorological Society, Portland, Oregon, 2002.

Kurylyk, B.L. et MacQuarrie, K.T.B. « The uncertainty associated with estimating future groundwater recharge: A summary of recent research and an example from a small unconfined aquifer in a northern humid-continental climate », *Journal of Hydrology*, vol. 492, 2013, pp. 244–253.

Kurylyk, B.L., MacQuarrie, K.T.B. et Voss, C.I. « Climate change impacts on the temperature and magnitude of groundwater discharge from shallow, unconfined aquifers », *Water Resources Research*, vol. 50, 2014, pp. 3253–3274.

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

Lapp, S., Sauchyn, D.J. et Toth, B. « Constructing scenarios of future climate and water supply for the SSRB: Use and limitations for vulnerability assessment », *Prairie Forum*, vol. 34, 2009, pp. 153–180.

Lemieux, J.M., Hassaoui, J., Molson, J., Therrien, R., Therrien, P., Chouteau, M. et Ouellet, M. « Simulating the impact of climate change on the groundwater resources of the Magdalen Islands, Québec, Canada », *Journal of Hydrology: Regional Studies*, vol. 3, 2015, pp. 400–423.

Lesack, L.F.W. et Marsh, P., «River-to-lake connectivities, water renewal, and aquatic habitat diversity in the Mackenzie River Delta», *Water Resources Research*, vol. 46, 2010. doi:10.1029/2010WR009607

Levison, J., Larocque, M., Fournier, V., Gagné, S., Pellerin, S. et Ouellet, M.A. « Dynamics of a headwater system and peatland under current conditions and with climate change », *Hydrological Processes*, vol. 28, 2014a, pp. 4808–4822.

Levison, J., Larocque, M. et Ouellet, M.A. « Modeling low-flow bedrock springs providing ecological habitats with climate change scenarios », *Journal of Hydrology*, vol. 515, 2014b, pp. 16–28.

Levison, J., Larocque, M., Ouellet, M.A., Ferland, O. et Poirier, C. « Long-term trends in groundwater recharge and discharge in a fractured bedrock aquifer – past and future conditions », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 41, 2016, pp. 500–514.

Liu, A.Q., Mooney, C., Szeto, K., Thériault, J.M., Kochtubajda, B., Stewart, R.E., Boodoo, S., Goodson, R., Li, Y. et Pomeroy, J. « The June 2013 Alberta Catastrophic Flooding Event: Part 1—Climatological aspects and hydrometeorological features », *Hydrological Processes*, vol. 30, 2016, pp. 4899–4916.

Loukas, A., Vasiliades, L. et Dalezios, N.R. « Flood producing mechanisms identification in southern British Columbia, Canada », *Journal of Hydrology*, vol. 227, 2000, pp. 218–235.

Loukas, A., Vasiliades, L. et Dalezios, N.R. « Climatic impacts on the runoff generation processes in British Columbia, Canada », *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 6, 2002, pp. 211–227.

MacDonald, D.D., Levy, D.A., Czarnecki, A., Low, G. et Richea, N. « State of the Aquatic Knowledge of Great Bear Watershed », Préparé pour: Water Resources Division Indian and Northern Affairs Canada, Yellowknife, Northern Territory, 2004. <<http://www.dfo-mpo.gc.ca/Library/278592.pdf>>.

MacKay, M. et Seglenieks, F. « On the simulation of Laurentian Great Lakes water levels under projections of global climate change », *Climatic Change*, vol. 117, 2013, pp.55–67.

Mareuil, A., Leconte, R., Rissette, F. et Minville, M. « Impacts of climate change on the frequency and severity of floods in the Châteauguay River basin, Canada », *Canadian Journal of Civil Engineering*, vol. 34, 2007, pp. 1048–1060.

Marsh P. et Lesack L. « The hydrologic regime of perched lakes in the Mackenzie Delta: Potential responses to climate change », *Limnology and Oceanography*, vol. 41, 1996, pp. 849–856.

Marsh, P., Russell, M., Pohl, S., Haywood, H. et Onclin, C. « Changes in thaw lake drainage in the Western Canadian Arctic from 1950 to 2000 », *Hydrological Processes*, vol. 23, 2009, pp. 145–158.

Masud, M.B., Khaliq, M.N. et Wheeler, H.S. « Future changes to drought characteristics over the Canadian Prairie Provinces based on NARCCAP multi-RCM ensemble », *Climate Dynamics*, vol. 48, 2017, pp. 2685–2705.

McCabe, G.J. et Wolock, D.M. « Variability and trends in global drought », *Earth and Space Science*, vol. 2, 2015, pp. 223–228.

McKee, T.B., Doeskin, N.J. et Kleist, J. « The relationship of drought frequency and duration to time scales », *Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology*, 17–22 January 1993, American Meteorological Society, Boston, Massachusetts, 1993, pp. 179–184.

Mearns, L.O., Gutowski, W.J., Jones, R., Leung, L.Y., McGinnis, S., Nunes, A.M.B. et Qian, Y. « A regional climate change assessment program for North America », *EOS*, vol. 90, 2009, pp. 311–312.

Melillo, J.M., Richmond, T.C. et Yohe, G.W. (éd.). « Highlights of Climate Change Impacts in the United States: The Third National Climate Assessment », U.S. Global Change Research Program, 2014, 148 p.

Milly, P.C.D. et Dunne, K.A. « Hydrologic adjustment of climate-model projections: The potential pitfall of potential evapotranspiration », *Earth Interactions*, vol. 15, 2011, pp. 1–14.

Milly, P.C.D. et Dunne, K.A. « Potential evapotranspiration and continental drying », *Nature Climate Change Letters*, vol. 6, 2016, pp. 946–949.

Minville, M., Brissette, F. et Leconte, R. « Uncertainty of the impact of climate change on the hydrology of a Nordic watershed », *Journal of Hydrology*, vol. 358, 2008, pp. 70–83.

Minville, M., Krau, S., Brissette, F. et Leconte, R. « Behaviour and performance of a water resource system in Québec (Canada) under adapted operating policies in a climate change context », *Water Resources Management*, vol. 24, 2010, pp. 1333–1352.

Monk, W.A. et Baird, D.J. « Ecosystem status and trends report: biodiversity in Canadian lakes and rivers; Canadian Biodiversity: Ecosystem Status and Trends 2010 », Technical Thematic Report No. 20, Canadian Councils of Resource Ministers, Ottawa, Ontario, 2011, 79 p.

Monk, W.A., Peters, D.L., Curry, R.A. et Baird, D.J. « Quantifying trends in indicator hydroecological variables for regime-based groups of Canadian rivers », *Hydrological Processes*, vol. 25, 2011, pp. 3086–3100.

Moore, R.D., Sidle, R.C., Eaton, B., Takahashi, G. et Wilford, D. « Water and watersheds », dans *Sustainable Forest Management: From Concept to Practice*, J.L. Innes et A.V. Tikina (éd.), Routledge, Taylor and Francis Group, New York, New York, États-Unis, 2017, 396 p.

Mortsch, L., Cohen, S. et Koshida, G. « Climate and water availability indicators in Canada: Challenges and a way forward. Part II – Historic trends », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 40, 2015, pp. 146–159.

Motiee, H. et McBean, E. « Assessment of climate change impacts on groundwater recharge for different soil types-Guelph region in Grand River basin, Canada », *ECOPERSIA*, vol. 5, 2017, pp. 1731–1744.

MPO [Pêches et Océans Canada] Service hydrographique du Canada. Niveaux d'eau, Grands Lacs et port de Montréal, Bulletin mensuel, 2013. <<http://publications.gc.ca/site/fra/430022/publication.html>>

Music B., Frigon A., Longfren B., Turcotte R. et Cyr J.F. « Present and future Laurentian Great Lakes hydroclimatic conditions as simulated by regional climate models with an emphasis on Lake Michigan-Huron », *Climate Change*, vol. 130, 2015, pp. 603–618.

Najafi, M.R., Zwiers, F. et Gillett, N. « Attribution of the observed spring snowpack decline in British Columbia to anthropogenic climate change », *Journal of Climate*, vol. 30, 2017a, pp. 4113–4130.

Najafi, M.R., Zwiers, F. et Gillett, N. « Attribution of observed streamflow changes in key British Columbia drainage basins », *Geophysical Research Letters*, vol. 44, 2017b, pp. 11012–11020.

Nalley, D., Adamowski, J. et Khalil, B. « Using discrete wavelet transforms to analyze trends in streamflow and precipitation in Quebec and Ontario (1954–2008) », *Journal of Hydrology*, vol. 475, 2012, pp. 204–228.

Groupe de travail national sur les terres humides. *Terres humides du Canada*, série de la classification écologique du territoire, no 24. Direction du développement durable, Environnement Canada, Ottawa, Ontario, et Polyscience Publications, Montréal, Québec, 1988.

Groupe de travail national sur les terres humides. *Système de classification des terres humides du Canada*, 2^e éd., B.G. Warner et C.D.A. Rubec (éd.), Centre de recherche sur les terres humides, Université de Waterloo, Waterloo, Ontario, 1997, 68 p.

Nikolik, V.V. et Simonovic, S.P. « Multi-method modeling framework for support of integrated water resources management », *Environmental Processes*, vol. 2, 2015, pp. 461–483.

OMM (Organisation météorologique mondiale) et le Partenariat mondial de l'eau. *Handbook of Drought Indicators and Indices*; M. Svoboda et B.A. Fuchs (éd.), Integrated Drought Management Programme (IDMP), Integrated Drought Management Tools and Guidelines Series 2, Genève, Suisse, 2016.

Oni, S.K., Futter, M.N., Molot, L.A., Dillon, P.J. et Crossman, J. « Uncertainty assessments and hydrological implications of climate change in two adjacent agricultural catchments of a rapidly urbanizing watershed », *Science of the Total Environment*, vol. 473–474, 2014, pp. 326–337.

Pacheco, A., McNairn, H., Mahmoodi, A., Champagne, C. et Kerr, Y.H. « The impact of national land cover and soils data on SMOS soil moisture retrieval over Canadian agricultural landscapes », *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, vol. 8, 2015, pp. 5281–5293.

PaiMazumder, D., Sushama, L., Laprise, R., Khaliq, M.N. et Suachyn, D. « Canadian RCM projected changes to short and long-term drought characteristics over the Canadian Prairies », *International Journal of Climatology*, vol. 33, 2012, pp. 1409–1423.

Palmer, W.C. « Meteorological Drought », Research Paper No. 45, Weather Bureau, Washington, District of Columbia, 1965, 58 pp.

Peters, D.L. « Multi-Scale Hydroclimatic Controls on the Duration of Pondered Water in Wetland-Lake Environments of a Cold Regions Delta », WSTD Contribution No. 11-083; National Hydrology Research Centre, Saskatoon, Saskatchewan, 2013, 43 p.

Peters, D.L. et Buttle, J.M. « The effects of flow regulation and climatic variability on obstructed drainage and reverse flow contribution in a Northern river–lake–delta complex, Mackenzie basin headwaters », *River Research and Application*, vol. 26, 2010, pp. 1065–1089.

Peters, D.L., Atkinson, D., Monk, W.A., Tenenbaum, D.E. et Baird, D.J. « A multi-scale hydroclimatic analysis of runoff generation in the Athabasca River, western Canada », *Hydrological Processes*, vol. 27, 2013, pp. 1915–1934.

Peters D.L., Cassie, D., Monk, W.A., Rood, S. et St-Hilaire, A. « Ecological Aspects of Floods in Canada: Special Issue on Floods in Canada », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 41, 2016, pp. 288–306.

Peters, D.L., Prowse, T.D., Pietroniro, A. et Leconte, R. « Flood hydrology of the Peace-Athabasca Delta, northern Canada », *Hydrological Processes*, vol. 20, 2006, pp. 4073–4096.

Plug, L.J., Walls, C. et Scott, B.M. « Tundra lake changes from 1978 to 2001 on the Tuktoyaktuk Peninsula, western Canadian Arctic », *Geophysical Research Letters*, vol. 35, 2008. doi:10.1029/2007GL032303

Poitras, V., Sushama, L., Seglenieks, F., Khaliq, M.N. et Soulis, E. « Projected changes to streamflow characteristics over western Canada as simulated by the Canadian RCM », *Journal of Hydrometeorology*, vol. 12, 2011, pp. 1395–1413.

Prowse, T.D., Bonsal, B.R., Lacroix, M.P. et Beltaos, S. « Trends in river-ice breakup and related temperature controls », dans *Ice in the Environment*, V.A. Squire et P. Lannghome (éd.), Proceedings of the 16th IAHR Conference on Sea Ice Processes, International Association of Hydraulic Engineering and Research, Dunedin, Nouvelle Zélande, 2002, pp. 64–71.

Quilbe, R., Rousseau, A.N., Moquet, J.S., Trinh, N.B., Dibike, Y., Gachon, P. et Chaumont, D. « Assessing the effect of climate change on river flow using general circulation models and hydrological modelling: Application to the Chaudière River, Québec, Canada », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 33, 2008, pp. 73–94.

Radic, V., Cannon, A.J., Menounos, B. et Gi, N. « Future changes in autumn atmospheric river events in British Columbia, Canada, as projected by CMIP5 global climate models », *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 120, 2015, pp. 9279–9302.

Rasmussen, P.F. « Assessing the impact of climate change on the frequency of floods in the Red River basin », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 41, 2015, pp. 331–342.

Reichle, R.H., Draper, C.S., Liu, Q., Giroto, M., Mahanama, S.P.P., Koster, R.D. et De Lannoy, G.J.M. « Assessment of MERRA-2 land surface hydrology estimates », *Journal of Climate*, vol. 30, 2017, pp. 2937–2960.

Rivard, C., Paniconi, C., Vigneault, H. et Chaumont, D. " A watershed-scale study of climate change impacts on groundwater recharge (Annapolis Valley, Nova Scotia, Canada) », *Hydrological Sciences Journal*, vol. 59, 2014, pp. 1437–1456.

Rivard, C., Vigneault, H., Piggott, A.R., Larocque, M. et Anctil, F. « Groundwater recharge trends in Canada », *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 46, 2009, pp. 841–854.

Rivera, A. « Groundwater Basics », dans *Canada's Groundwater Resources*, A. Rivera (éd.), Fitzhenry & Whiteside Limited, Markham, Ontario, 2014, pp. 22–61.

Rivera, A., Allen, D.M. et Maathuis, M. « Climate Variability and Change: Groundwater Resources », dans *Threats to Water Availability in Canada*, NWRI Scientific Assessment Report Series No. 3 and ACSD Science Assessment Series No. 1., National Water Research Institute, Burlington, Ontario, 2004, pp. 77–83.

Roberts, J., Pryse-Phillips, A. et Snelgrove, K. " Modeling the potential impacts of climate change on a small watershed in Labrador, Canada », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 37, 2010, pp. 231–251.

Rood, S.B., Kaluthota, S., Philipsen, L.J., Rood, N.J. et Zanewich, K.P. « Increasing discharge from the Mackenzie River system to the Arctic Ocean », *Hydrological Processes*, vol. 31, 2017, pp. 150–160.

Rood, S.B., Pan, J., Gill, K.M., Franks, C.G., Samuelson, G.M. et Shepherd, A. « Declining summer flows of Rocky Mountain rivers: Changing seasonal hydrology and probable impacts on floodplain forests », *Journal of Hydrology*, vol. 349, 2008, pp. 397–410.

Rood, S.B., Samuelson, G.M., Weber, J.K. et Wywrot, K.A. « Twentieth-century decline in streamflows from the hydrographic apex of North America », *Journal of Hydrology*, vol. 306, 2005, pp. 215–233.

Sandink, D. « Urban flooding and ground-related homes in Canada: an overview », *Journal of Flood Risk Management*, vol. 9, 2016, pp. 208–223.

Schaefer, G.L., Cosh, M.H. et Jackson, T.J. « The USDA natural resources conservation service soil climate analysis network (SCAN) », *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 24, 2007, pp. 2073–2077.

Schertzer, W.M., Rouse, W.R., Lam, D.C.L., Bonin, D. et Mortsch, L.D. «Chapter 12. Climate Variability and Change: Lakes and Reservoirs », dans *Threats to Water Availability in Canada*, NWRI Scientific Assessment Report Series No. 3 and ACSD Science Assessment Series No. 1., National Water Research Institute, Burlington, Ontario, 2004, pp. 91–99.

Schindler, D.W. et Donahue, W.F. « Inaugural article: An impending water crisis in Canada's western prairie provinces », *Proceedings of the National Academy of Sciences*, vol. 103, 2006, pp. 7210–7216.

Schnorbus, M.A., Bennett, K.E., Werner, A.T. et Berland, A.J. « Hydrologic impacts of climate change in the Peace, Campbell and Columbia Watersheds, British Columbia, Canada », *Hydrologic Modelling Project Final Report (Part II)*, Victoria Colombie Britannique; Université de Victoria, Pacific Climate Impacts Consortium, 2011. <<https://pacificclimate.org/sites/default/files/publications/Schnorbus.HydroModelling.FinalReport2.Apr2011.pdf>>.

Schnorbus, M., Werner, A. et Bennett, K. « Impacts of climate change in three hydrologic regimes in British Columbia, Canada », *Hydrological Processes*, vol. 28, 2014, pp. 1170–1189.

Scibek, J. et Allen, D.M. « Modeled impacts of predicted climate change on recharge and groundwater levels », *Water Resources Research*, vol. 41, 2006. doi: 10.1029/2005WR004742

Seiler, C., Zwiers, F.W., Hodges, K.I. et Scinocca, A.F. « How does dynamical downscaling affect model biases and future projections of explosive extratropical cyclones along North America's Atlantic coast? », *Climate Dynamics*, vol. 50, 2018, pp. 677–692.

Seneviratne, S.I., Corti, T., Davin, E.L., Hirschi, M., Jaeger, E.B., Lehner, I., Orlowsky, B. et Teuling, A.J. « Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: a review », *Earth-Science Reviews*, vol. 99, 2010, pp. 125–161.

Seneviratne, S.I., Nicholls, N., Easterling, D., Goodess, C.M., Kanae, S., Kossin, J., Luo, Y., Marengo, J., McInnes, K., Rahimi, M., Reichstein, M., Sorteberg, A., Vera, C. et Zhang, X. « Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment », dans *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation*, C.B. Field, V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor et P.M. Midgley (éd.), Rapport special des groupes de travail I et II du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, New York, États-Unis, 2012, pp. 109–230.

Shaw, S.B. et Riha, S.J. « Assessing temperature-based PET equations under a changing climate in temperate, deciduous forests », *Hydrological Processes*, vol. 25, 2011, pp. 1466–1478.

Sheffield, J., Wood, E.F. et Roderick, M.L. « Little change in global drought over the past 60 years », *Nature*, vol. 491, 2012, pp. 435–438.

Shepherd, A., Gill, K.M. et Rood, S.B. « Climate change and future flows of Rocky Mountain rivers: Converging forecasts from empirical trend projection and down-scaled global circulation modelling », *Hydrological Processes*, vol. 24, 2010, pp. 3864–3877.

Shook, K. et Pomeroy, J. « Changes in the hydrological character of rainfall on the Canadian Prairies », *Hydrological Processes*, vol. 26, 2012, pp. 1752–1766.

Shrestha, R.R., Berland, A.J., Schnorbus, M.A. et Prowse, T.D. « Modelling of climate-induced hydrologic changes in the Lake Winnipeg watershed », *Journal of Great Lakes Research*, vol. 38, 2012b, pp. 83–94.

Shrestha, R.R., Schnorbus, M.A., Werner, A.T. et Berland, A.J. « Modelling spatial and temporal variability of hydrologic impacts of climate change in the Fraser River basin, British Columbia, Canada », *Hydrological Processes*, vol. 26, 2012a, pp. 1840–1860.

Smerdon, B.D. « Synopsis of climate change effects on groundwater recharge », *Journal of Hydrology*, vol. 555, 2017, pp. 125–128.

Smith, L.C., Sheng, Y., MacDonald, G.M. et Hinzman, L.D. « Disappearing Arctic lakes », *Science*, vol. 308, 2005, pp. 1429.

Southam, C.F., Mills, B.N., Moulton, R.J. et Brown, D.W. « The potential impact of climate change in Ontario's Grand River basin: Water supply and demand issues », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 24, 1999, pp. 307–328.

St. George, S. « Streamflow in the Winnipeg River basin, Canada: Trends, extremes and climate linkages », *Journal of Hydrology*, vol. 332, 2007, pp. 396–411.

St. Jacques, J.M. et Sauchyn, D.J. « Increasing winter baseflow and mean annual streamflow from possible permafrost thawing in the Northwest Territories, Canada », *Geophysical Research Letters*, vol. 36, 2009. doi:10.1029/2008GL035822

St. Jacques, J.M., Andreichuk, Y., Sauchyn, D.J. et Barrow, E. « Projecting Canadian Prairie Runoff for 2041–2070 with North American Regional Climate Change Assessment Program (NARCCAP) Data », *Journal of the American Water Resources Association*, 2017. doi:10.1111/1752-1688.12642

St. Jacques, J.M., Lapp, S.L., Zhao, Y., Barrow, E.M. et Sauchyn, D.J. « Twenty-first century central Rocky Mountain river discharge scenarios under greenhouse forcing », *Quaternary International*, vol. 310, 2013, pp. 34–46.

St. Jacques, J.M., Sauchyn, D.J. et Zhao, Y. « Northern Rocky Mountain streamflow records: Global warming trends, human impacts or natural variability? », *Geophysical Research Letters*, vol. 37, 2010.

Stantec « Assiniboine River Basin Hydrologic Model – Climate Change Assessment », préparé pour Manitoba Conservation, Climate Change Branch, 2012, 102 p. <http://www.parc.ca/rac/fileManagement/upload/2FINAL_AssiniboineRBasin_Hydrologic_Model_20120323.pdf>.

Sulis, M., Paniconi, C., Marrocu, M., Huard, D. et Chaumont, D. « Hydrologic response to multimodel climate output using a physically based model of groundwater/surface water interactions », *Water Resources Research*, vol. 48, 2012.

Sulis, M., Paniconi, C., Rivard, C., Harvey, R. et Chaumont, D. « Assessment of climate change impacts at the catchment scale with a detailed hydrological model of surface-subsurface interactions and comparison with a land surface model », *Water Resources Research*, vol. 47, 2011.

Sultana, Z. et Coulibaly, P. « Distributed modelling of future changes in hydrological processes of Spencer Creek watershed », *Hydrological Processes*, vol. 25, 2011, pp. 1254–1270.

Swain, S. et Hayhoe, K. « CMIP5 projected changes in spring and summer drought and wet conditions over North America », *Climate Dynamics*, vol. 44, 2015, pp. 2737–2750.

Szeto, K., Brimelow, J., Gysbers, P. et Stewart, R. « The 2014 extreme flood on the southeastern Canadian Prairies »; dans *Explaining Extremes of 2014 from a Climatic Perspective*, *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 96, 2015, S20–S24.

Szeto, K., Zhang, X., White, R.E. et Brimelow, J. « The 2015 extreme drought in western Canada », dans *Explaining Extremes of 2015 from a Climatic Perspective; Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 97, 2016, S42–S46.

Tanzeeba, S. et Gan, T.Y. « Potential impact of climate change on the water availability of South Saskatchewan River Basin », *Climatic Change*, vol. 112, 2012, pp. 355–386.

Teufel, B., Diro, G.T., Whan, K., Milrad, S.M., Jeong, D.I., Ganji, A., Huziy, O., Winger, K., Gyakum, J.R., de Elia, R., Zwiers, F.W. et Sushama, L. « Investigation of the 2013 Alberta flood from weather and climate perspectives », *Climate Dynamics*, vol. 48, 2017, pp. 2881–2899.

Thorne, R. « Uncertainty in the impacts of projected climate change on the hydrology of a subarctic environment: Liard River Basin », *Hydrology Earth System Sciences*, vol. 15, 2011, pp. 1483–1492.

Touma, D., Ashfaq, M., Nayak, M.A., Kao, S.C. et Diffenbaugh, N.S. « A multi-model and multi-index evaluation of drought characteristics in the 21st century », *Journal of Hydrology*, vol. 526, 2015, pp. 196–207.

Trenberth, K.E. « Changes in precipitation with climate change », *Climate Research*, vol. 47, 2011, pp. 123–138.

Trenberth, K.E., Dai, A., van der Schrier, G., Jones, P.D., Barichivich, J., Briffa, K.R. et Sheffield, J. « Global warming and changes in drought », *Nature Climate Change*, vol. 4, 2014, pp. 17–22.

UK Met Office (United Kingdom Meteorological Office). « Water cycle for kids », 2018. <<http://www.metoffice.gov.uk/learning/weather-for-kids/water-cycle/>>.

US Fish and Wildlife Service. « Waterfowl population status, 2017 », U.S. Department of the Interior, Washington, District de Columbia, États-Unis, 2017. <<https://www.fws.gov/migratorybirds/pdf/surveys-and-data/Population-status/Waterfowl/WaterfowlPopulationStatusReport17.pdf>>.

van der Kamp, G. et Marsh, P. « Climate Variability and Change: Wetlands », dans *Threats to Water Availability in Canada*, NWRI Scientific Assessment Report Series No. 3 and ACSD Science Assessment Series No. 1.; National Water Research Institute, Burlington, Ontario, 2004, pp. 101–106.

van der Kamp, G., Keir, D. et Evans, M.S. « Long-term water-level changes in closed-basin lakes of the Canadian prairies », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 33, 2008, pp. 23–38.

van Huissteden, J., Berrittella, C., Parmentier, F.J.W., Mi, Y., Maximov, T.C. et Dolman, A.J. « Methane emissions from permafrost thaw lakes limited by lake drainage », *Nature Climate Change*, vol. 1, 2011, pp. 119–123.

Vetter, T., Reinhart, J., Florke, M., van Griensven, A., Hattermann, F., Huang, S., Koch, H., Pechlivanidis, I.G., Plotner, S., Seidou, O., Su, B., Vervoort, R.W. et Krysanova, V. « Evaluation of sources of uncertainty in projected hydrological change under climate change in 12 large-scale river basins », *Climatic Change*, vol. 141, 2017, pp. 419–433.

Vicente-Serrano, S.M., Begueria, S. et Lopez-Moreno, J.I. « A multiscalar drought index sensitive to global warming: The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index », *Journal of Climate*, vol. 23, 2010, pp. 1696–1718.

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

Vincent, W.F., Laurion, I., Pienitz, R. et Walter-Anthony, K.M. « Climate impacts on Arctic lake ecosystems », dans *Climatic Change and Global Warming of Inland Waters: Impacts and Mitigation for Ecosystems and Societies*, C.R. Goldman, M. Kumagai, et R.D. Robarts (éd.), John Wiley & Sons, 2012, 496 p.

von de Wall, S., de Rham L.P. et Prowse, T.D. « Open water and ice-induced extreme water levels on Canadian rivers », dans *Proceedings of the 17th International Northern Research Basins Symposium and Workshop, 12–18 August 2009*, K.L. Young et W. Quinton (éd.), Iqaluit-Pangnirtung-Kuujjaq, Nunavut, 2009, pp. 337–347.

von de Wall, S., de Rham, L.P. et Prowse, T.D. « The river ice breakup season in Canada: Variations in water levels and timing » dans *Proceedings of the 67th Eastern Snow Conference, 8–10 June, 2010*, Hancock, Massachusetts, 2010, pp. 5–15.

Wang, G. « Agricultural drought in a future climate: Results from 15 Global Climate Models participating in the IPCC 4th assessment », *Climate Dynamics*, vol. 25, 2005, pp. 739–753.

Wang, Y., Hogg, E.H., Price, D.T., Edwards, J. et Williamson, T. « Past and projected future changes in moisture conditions in the Canadian boreal forest », *The Forestry Chronicle*, vol. 90, 2014, pp. 678–691.

Watmough, M.D. et Schmoll, M.J. « Environment Canada's Prairie and Northern Region habitat monitoring program phase II: recent habitat trends in the Prairie Habitat Joint Venture », Technical Report Series No. 493; Environment Canada, Canadian Wildlife Service, Edmonton, Alberta, 2007, 135 p.

Wehner, M.F., Arnold, J.R., Knutson, T. Kunkel, K.E. et LeGrande, A.N. « Droughts, floods, and wildfires », dans *Climate Science Special Report: Fourth National Climate Assessment*, vol. 1, D.J. Wuebbles, D.W. Fahey, K.A. Hibbard, D.J. Dokken, B.C. Stewart et T.K. Maycock (éd.), U.S. Global Change Research Program, Washington, District de Columbia, États-Unis, 2017, pp. 231–256.

Wen, L., Lin, C.A., Wu, Z., Lu, G., Pomeroy, J. et Zhu, Y. « Reconstructing sixty year (1950–2009) daily soil moisture over the Canadian Prairies using the Variable Infiltration Capacity model », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 36, 2011, pp. 83–102.

Whitfield, P.H. « Floods in future climates: a review », *Journal of Flood Risk Management*, vol. 5, 2012, pp. 336–365.

Whitfield, P.H. et Cannon, A.J. « Recent variations in climate and hydrology in Canada », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 25, 2000, pp. 19–65.

Whitfield, P.H., Burn, D.H., Hannaford, J., Higgins, H., Hodgkins, G.A., Marsh, T. et Looser, U. « Reference hydrologic networks: The status and potential future directions of national reference hydrologic networks for detecting trends », *Hydrological Sciences Journal*, vol. 57, 2012, pp. 1562–1579.

Whitfield, P.H., Moore, R.D., Fleming, S.W. et Zawadzki, A. « Pacific Decadal Oscillation and the hydroclimatology of western Canada – Review and prospects », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 35, 2010, pp. 1–28.

Wilcox, D.A., Thompson, T.A., Booth, R.K. et Nicholas, J.R. « Lake-level variability and water availability in the Great Lakes », Circular 1311, US Geological Survey, National Water Availability and Use Program, Virginie, États-Unis, 2007.

Wolfe, B.B., Humphries, M.M., Pisaric, M.F.J., Balasubramaniam, A.M., Burn, C.R., Chan, L., Cooley, D., Froese, D.G., Graupe, S., Hall, R.I., Lantz, T., Porter, T.J., Roy-Leveille, P., Turner, K.W., Wesche, S.D. et Williams, M. « Environmental change and traditional use of the Old Crow Flats in Northern Canada: An IPY opportunity to meet the challenges of the New Northern Research Paradigm », *Arctic*, vol. 64, 2011, pp. 127–135.

Woo, M.K et Thorne, R. « Streamflow in the Mackenzie Basin, Canada », *Arctic*, vol. 56, 2003, pp. 328–340.

Yip, Q.K.Y., Burn, D.H., Seglenieks, F., Pietroniro, A. et Soulis, E.D. « Climate impacts on hydrological variables in the Mackenzie River Basin », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 37, 2012, pp. 209–230.

Zhang, X., Harvey, K.D., Hogg, W.D. et Yuzyk, T.R. « Trends in Canadian streamflow », *Water Resources Research*, vol. 37, 2001, pp. 987–998.

Zhao, T. et Dai, A. « The magnitude and causes of global drought changes in the twenty-first century under a low-moderate emissions scenario », *Journal of Climate*, vol. 28, 2015, pp. 4490–4512.

Zhao, T. et Dai, A. « Uncertainties in historical changes and future projections of drought: Part II: Model simulated historical and future drought changes », *Climatic Change*, vol. 144, 2016, pp. 535–548.
doi:10.1007/s10584-016-1742-x

