

CHAPITRE 2 : UN APERÇU DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES AU CANADA

Principaux auteurs :

Elizabeth J. Bush (*Environnement Canada*), **John W. Loder** (*Pêches et Océans Canada*), **Thomas S. James** (*Ressources naturelles Canada*),
Linda D. Mortsch et **Stewart J. Cohen** (*Environnement Canada*)

Collaborateurs :

Laura Brown, **Ross Brown**, **Chris Derksen**, **Grace Koshida**, **Eva Mekis**,
Robin Rong et **Lucie Vincent** (*Environnement Canada*), **David Burgess**,
Mike Demuth, **Gavin Manson** et **Sharon Smith** (*Ressources naturelles Canada*),
Peter Chandler, **Eugene Colbourne**, **Bill Crawford**, **Howard Freeland**, **Peter Galbraith**,
Denis Gilbert, **Debby Ianson**, **Roger Pettipas**, **Michel Starr**, **Frank Whitney** et
Igor Yashayaev (*Pêches et Océans Canada*)

Citation recommandée :

Bush, E.J., J.W. Loder, T.S. James, L.D. Mortsch et S.J. Cohen. « 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.

TABLE DES MATIÈRES

1. Introduction	25
2. Évolution de la température de l'air et des précipitations.....	26
2.1 Changements observés relatifs à la température et aux précipitations	26
2.2 Extrapolation des changements relatifs à la température et aux précipitations	32
3. Évolution de la cryosphère	36
3.1 Pergélisol	37
3.2 Couverture neigeuse.....	38
3.3 Glaciers	39
3.4 Glace d'eau douce	40
3.5 Glace de mer.....	41
4. Évolution des ressources en eau douce.....	42
4.1 Changements observés dans la disponibilité de l'eau douce	42
4.2 Extrapolation des changements relatifs à l'eau douce.....	45
5. Évolution du climat océanique	47
5.1 Température océanique.....	47
5.2 Salinité et stratification de la densité des océans.....	49
5.3 Hypoxie et acidité des océans.....	51
5.4 Changement du niveau de la mer.....	53
6. Synthèse.....	56
Remerciements.....	57
Références	58

1. INTRODUCTION

L'incidence du réchauffement climatique planétaire au cours du dernier siècle est indéniable; les données sur les températures océaniques et atmosphériques à l'échelle mondiale, ainsi que les changements observés au niveau d'une série d'autres indicateurs physiques, notamment le recul de la couverture neigeuse et de la couche de glace, sont là pour le prouver. Les émissions de gaz à effet de serre (GES) provenant de l'activité humaine, soit la principale cause du réchauffement climatique au cours de ces dernières années, devraient continuer à jouer un rôle prédominant dans le réchauffement au cours du siècle à venir, réchauffement dont l'ampleur sera fortement tributaire de la hausse ou de la résorption des émissions de GES d'origine anthropique. Ces conclusions communément admises sont soutenues par un vaste ensemble de données probantes (p. ex., GIEC, 2007; AMAP, 2011; CNRC, 2011; GIEC, 2012, 2013), et fournissent un contexte global, en vue de l'examen des changements climatiques actuels et prévus au Canada.

Le présent chapitre donne un aperçu des changements observés, ainsi que des changements à venir, relativement à un certain nombre d'indicateurs clés du système climatique (figure 1) et présente le contexte pour les chapitres suivants, en insistant notamment sur les progrès observés sur le plan des connaissances depuis la parution du rapport d'évaluation de 2008 intitulé *Vivre avec les changements climatiques au Canada : édition 2007* (Lemmen et al., 2008). Si l'accent est mis sur la portée nationale, les tendances et les changements à l'échelle régionale sont toutefois décrits lorsque des données pertinentes sont disponibles. Une attention toute particulière est accordée à l'Arctique, en raison de l'abondance de données régionales recueillies pour différents paramètres cryosphériques. Étant donné

la nature différente des bassins océaniques limitrophes du Canada, il est nécessaire d'ajouter une perspective régionale à la discussion sur les changements du climat océanique, ainsi qu'au chapitre des ressources en eau douce, dans la mesure où la recherche a jusqu'à présent été axée sur les bassins versants.

Le présent chapitre n'a pas recours aux scénarios de changements climatiques pour appuyer l'examen présenté dans les chapitres suivants. Quelques scénarios de changements climatiques, utilisés à titre d'exemple, sont toutefois présentés dans le cas de certains indicateurs et certaines périodes. En outre, le présent chapitre s'attache peu aux conclusions des nombreuses nouvelles analyses et études d'observation et de modélisation qui ont été menées durant la phase de préparation, et qui ont par ailleurs été résumées dans le cinquième rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC), dont le premier volume a paru en 2013 (Stocker et al., 2013).

Ce chapitre présente les données probantes, qui démontrent que des changements climatiques se produisent au Canada, et aborde également les changements futurs, qui auront une incidence sur les environnements naturel et contrôlé, ainsi que sur les nombreuses activités économiques et sociales qui leur sont associées. Le présent chapitre brosse un portrait de ce que le lecteur peut vivre au sein de sa propre communauté. Il permet d'illustrer les forces considérables à l'œuvre, ainsi que la façon dont les changements vécus à l'échelle locale s'imbriqueront dans les changements observés à l'échelle du Canada, de l'Amérique du Nord et de la planète.

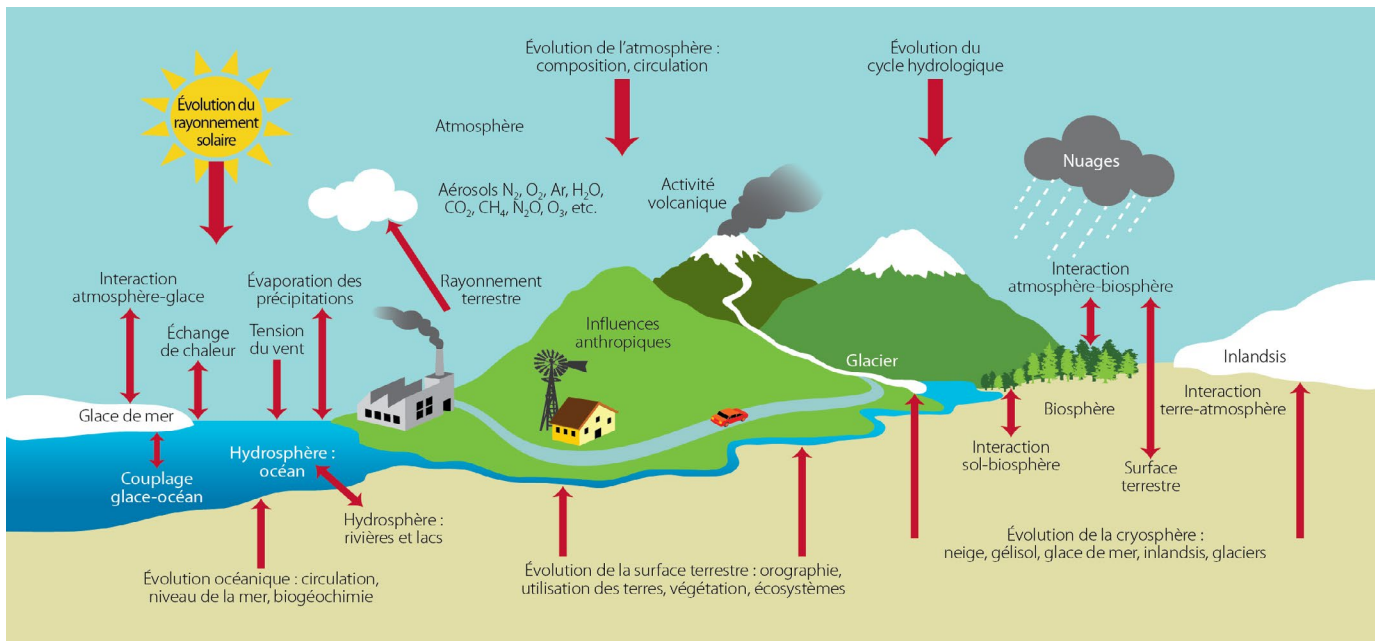


FIGURE 1 : Illustration des principaux éléments du système climatique, à savoir l'atmosphère, l'hydrosphère (composants de l'eau liquide), la cryosphère (composants de l'eau gelée), la lithosphère (surface émergée) et la biosphère (organismes vivants), ainsi que des interactions entre ceux-ci. Le présent chapitre passe en revue quatre des six changements illustrés dans ce schéma, mais ne porte pas sur les changements relatifs aux surfaces émergées ni ceux relatifs à la production solaire (source : Le Treut et al., 2007).

2. ÉVOLUTION DE LA TEMPÉRATURE DE L'AIR ET DES PRÉCIPITATIONS

2.1 CHANGEMENTS OBSERVÉS RELATIFS À LA TEMPÉRATURE ET AUX PRÉCIPITATIONS

2.1.1 TEMPÉRATURE

ÉCHELLE MONDIALE

Une tendance au réchauffement observée sur 100 ans¹ indique une hausse de la température de l'air à la surface du globe de $0,74\text{ °C} \pm 0,18\text{ °C}$ entre 1906 et 2005 (GIEC, 2007). Plusieurs études, dont la Déclaration de l'Organisation météorologique mondiale (OMM) sur l'état du climat mondial (OMM, 2013) et le rapport de l'American Meteorological Society (AMS) sur l'état du climat (Blunden et Arndt, 2012), ont établi que 2010 avait été, à l'échelle mondiale, l'année la plus chaude ou la seconde année la plus chaude jamais enregistrée (l'estimation de la température moyenne à l'échelle mondiale varie légèrement selon les méthodes utilisées par les différents organismes) et ont confirmé l'existence d'une forte tendance au réchauffement à long terme à l'échelle mondiale (figure 2A). En outre, la décennie 2001-2010 a été la plus chaude jamais enregistrée, avec une hausse de température de l'ordre de $0,21\text{ °C}$ par rapport à la décennie 1991-2000, qui avait elle-même été plus chaude que les décennies antérieures, ce qui indique une tendance au réchauffement à long terme (figure 2B, OMM, 2011). La température à la surface des terres s'est réchauffée plus vite que celle à la surface des océans, le réchauffement ayant été particulièrement important sous les latitudes boréales polaires (Trenberth *et al.*, 2007). L'Arctique continue à se réchauffer environ deux fois plus vite que les régions sises à des latitudes plus basses (Richter-Menge et Jefferies, 2011).

Les fluctuations naturelles du climat peuvent entraîner des périodes d'une décennie ou deux durant lesquelles on n'observe qu'un léger changement de la température, même si le niveau de GES dans l'atmosphère augmente (Easterling et Wehner, 2009). Malgré un ralentissement visible du niveau de réchauffement planétaire observé au cours des dix dernières années (voir la figure 2A, WMO, 2013), 12 des 13 années les plus chaudes jamais enregistrées ont eu lieu au XX^e siècle, à l'exception de 1998, qui a subi l'influence du plus fort courant El Niño du siècle dernier (OMM, 2013). La probabilité qu'un ensemble d'années exceptionnellement chaudes survienne à la fin de la période d'observation, sans que le climat ne subisse un réchauffement à long terme, est très faible (Zorita *et al.*, 2008). Si l'on tient compte des changements des facteurs naturels, qui ont une incidence sur la variabilité du climat à court terme (p. ex., éruptions volcaniques et modification du rayonnement solaire), le taux de réchauffement planétaire enregistré depuis 1980 semble stable (Foster et Rahmstorf, 2011).

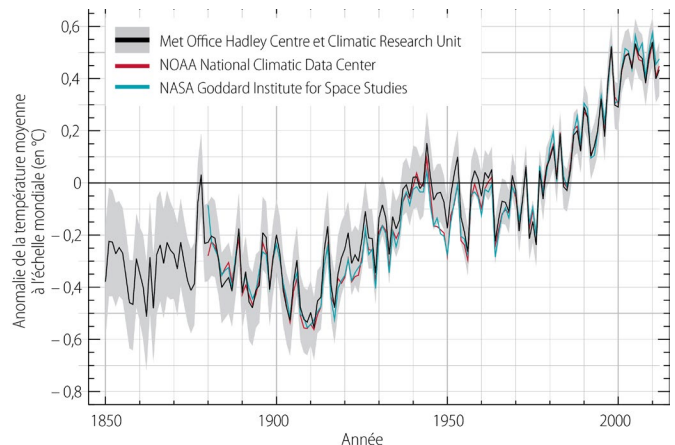


FIGURE 2A : Anomalies de la température moyenne annuelle à l'échelle mondiale (relatives aux moyennes de la période allant de 1961 à 1990) enregistrées entre 1850 et 2012 par le Hadley Centre/CRU (HadCRUT4; la courbe noire et la zone grise représentent respectivement la moyenne et une marge d'incertitude de 95 %), le centre national de données climatiques NOAA (en rouge) et le Goddard Institute for Space Studies de la NASA (en bleu) (source : OMM, 2013).

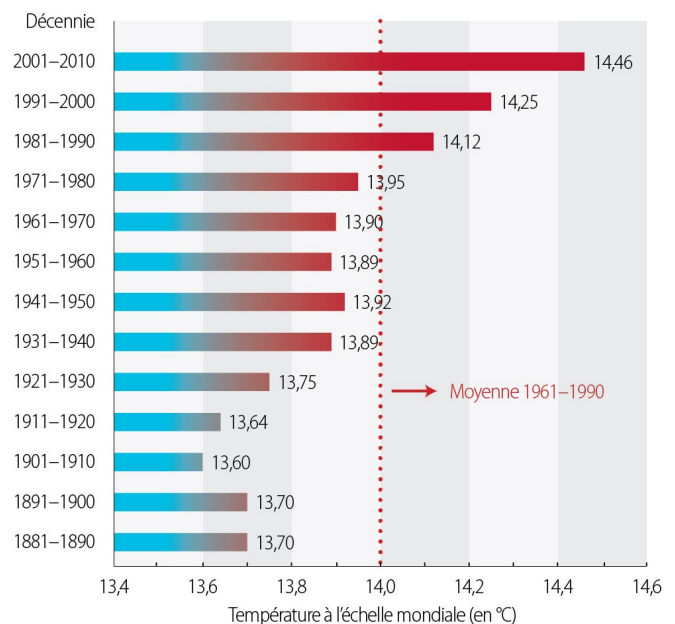


FIGURE 2B : Moyennes mondiales décennales de la température combinée de l'air à la surface des terres et à la surface des océans (°C), calculées à partir de trois jeux mondiaux de données (source : OMM, 2011).

¹ Cette tendance à long terme a récemment été mise à jour pour indiquer une hausse de $0,85$ ($0,65$ à $1,06\text{ °C}$) au cours de la période de 1880 à 2012 (GEIC, 2013).

L'activité humaine se manifeste sur le système climatique en modifiant la surface terrestre (p. ex., déforestation) et en altérant la composition de l'atmosphère, notamment par la hausse des concentrations de GES (qui favorisent le réchauffement) et de particules aériennes ou d'aérosols (qui favorisent essentiellement le refroidissement climatique) dans l'atmosphère. Depuis le milieu du XX^e siècle, le réchauffement planétaire a été essentiellement attribuable aux émissions anthropiques de GES (Hegerl *et al.*, 2007). L'incidence de l'activité humaine sur le réchauffement climatique a été démontrée depuis le milieu du XX^e siècle en Amérique du Nord (Hegerl *et al.*, 2007; Stott *et al.*, 2010) et au Canada (Zhang *et al.*, 2006), et tout au long du XX^e siècle dans l'Arctique (Gillett *et al.*, 2008).

CANADA

La température moyenne annuelle de l'air à la surface de la masse terrestre canadienne a subi une hausse de 1,5 °C au cours de la période allant de 1950 à 2010 (figure 3; Vincent *et al.*, 2012; voir aussi l'encadré 1). De récentes études révèlent qu'en 2011 et 2012, la température était de 1,5 °C et de 1,9 °C supérieure à la moyenne enregistrée durant la période de référence (1961-1990); ainsi, 2010 reste l'année la plus chaude enregistrée au Canada, avec une température supérieure à la normale de 3 °C (Environnement Canada, 2012).

Si le réchauffement a été observé de manière uniforme dans la majeure partie du Canada, la tendance s'accroît au nord et à l'ouest, mais est moins marquée le long de la côte atlantique (figure 4; voir aussi l'encadré 2). Ce phénomène régional de réchauffement plus intense dans l'ouest par rapport à l'est a été observé dans toute l'Amérique du Nord et est lié aux changements à grande échelle des modèles de circulation océanique et atmosphérique (Trenberth *et al.*, 2007; voir l'encadré 3). Les températures minimales quotidiennes enregistrées au Canada entre 1950 et 2010 ont augmenté légèrement plus rapidement que les températures maximales quotidiennes. Si le réchauffement au Canada est généralement observé durant toutes les saisons (Vincent *et al.*, 2012), les hausses les plus importantes enregistrées depuis 1950 surviennent toutefois en hiver et au printemps; l'importance du réchauffement durant ces saisons étant particulièrement notable dans la partie ouest du pays (figure 5). Les tendances au réchauffement sont généralement beaucoup plus faibles en été et à l'automne. Sur le plan géographique, le phénomène est observable à l'échelle du pays durant l'été, tandis qu'il est plus marqué à l'automne dans le nord et dans l'est (figure 5). Le profil spatial des changements de température durant toutes les saisons correspond à la configuration enregistrée jusqu'ici (Zhang *et al.*, 2000), quoique le refroidissement observé dans le nord-est du pays ne soit plus apparent dans les plus longues séries temporelles, en raison du récent réchauffement qu'a subi la région.

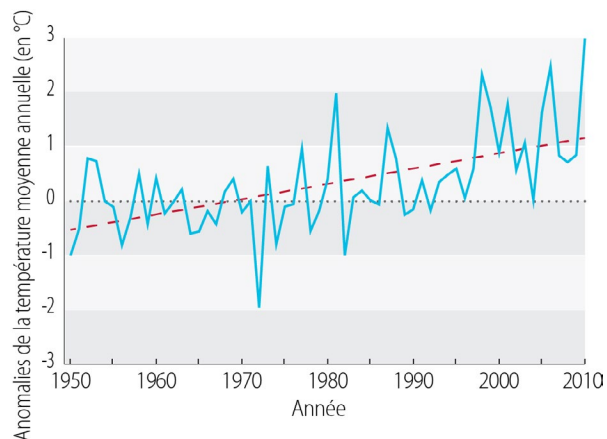


FIGURE 3 : Anomalies de la température moyenne annuelle (en °C) enregistrées au Canada durant la période allant de 1950 à 2010. Les anomalies sont calculées à partir des écarts par rapport aux moyennes de 1961 à 1990 (qui sont représentées par le 0 sur l'axe des ordonnées). La courbe rouge illustre une tendance au réchauffement de 1,5 °C durant la période allant de 1950 à 2010 (source : Vincent *et al.*, 2012; Environnement Canada, 2011).

ENCADRÉ 1

CRÉER DES ENSEMBLES DE DONNÉES CLIMATIQUES EN VUE D'ANALYSER LES TENDANCES À LONG TERME

Le climat du Canada, qui fluctue considérablement d'une région à l'autre, se caractérise par sa grande variabilité, aussi bien saisonnière, qu'annuelle ou pluriannuelle. Lorsqu'il s'agit d'analyses portant sur les changements climatiques, la difficulté réside dans la détection d'une tendance persistante (par exemple de la variation annuelle ou saisonnière de la température ou des précipitations) dans l'espace et le temps, qui n'apparaîtrait pas forcément de façon manifeste en raison du bruit dans les données. Pour y parvenir, il est nécessaire d'obtenir de manière continue des ensembles de données à long terme pour l'ensemble du territoire.

Étant donné que la plupart des stations climatologiques dans le nord du Canada n'ont été installées que vers la fin des années 1940, l'analyse des tendances climatiques de l'ensemble du pays n'a été possible qu'à partir de la seconde moitié du XX^e siècle. Durant cette période, des changements ont été apportés aux méthodes d'observation, notamment au type d'appareils utilisés et à l'emplacement de ces derniers, et certains sites ont été déplacés. Ces changements peuvent générer des écarts artificiels – aussi appelés « éléments non homogènes » – qui peuvent nuire à l'analyse des tendances climatiques. En outre, certains appareils provoquent un biais systématique (p. ex., le fait que les pluviomètres ne recueillent qu'une partie des précipitations en raison du vent) nécessitant des corrections. On ne peut obtenir d'estimations fiables qu'en apportant les corrections nécessaires aux données originales, afin de pallier ces changements méthodologiques. On parle alors d'« homogénéisation des données ». Les stations sélectionnées aux fins d'analyse des tendances climatiques à long terme étant situées à l'extérieur des grandes agglomérations urbaines, il n'est pas nécessaire de corriger les données pour tenir compte de l'effet d'îlot thermique urbain.

ENCADRÉ 2

CONFIGURATION SPATIALE DES TENDANCES CLIMATIQUES DANS L'ENSEMBLE DU CANADA

Les données climatiques sont enregistrées à des stations climatologiques réparties dans l'ensemble du pays, puis traitées en vue d'analyser les tendances à long terme (voir l'encadré 1). La couverture spatiale des stations climatologiques n'est cependant pas uniforme, dans la mesure où l'on compte plus de stations dans le sud du pays que dans le nord.

Les cartes des tendances en matière de température et de précipitations présentées dans ce chapitre (figures 4 et 5, et 7 à 10) illustrent la répartition spatiale des stations à long terme et montrent les tendances régionales ainsi que leur importance. Ces cartes doivent être analysées et interprétées en fonction de la configuration des changements à grande échelle observés dans les différentes régions du pays et entre celles-ci, plutôt qu'en fonction de la valeur des tendances enregistrées à certains endroits déterminés. Pour illustrer les futurs changements climatiques, on peut se servir de cartes présentant une couverture continue (voir la section 2.2), dans la mesure où les modèles utilisés pour générer les simulations du climat futur reposent sur des données de quadrillage, non pas sur des intrants de réseaux météorologiques. Toutefois, étant donné que les variations à l'échelle du quadrillage informatique et celles qui leur sont inférieures ne sont pas résolues dans ces modèles, il convient de continuer à se pencher plus particulièrement sur la configuration à grande échelle.

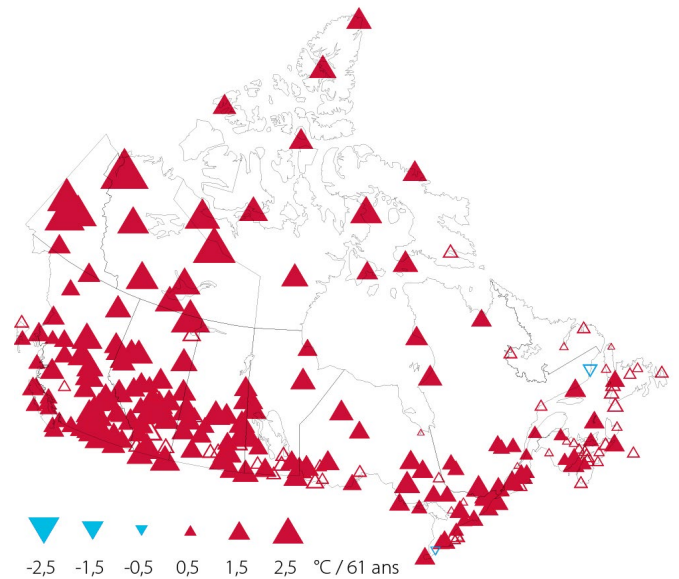


FIGURE 4 : Tendances relatives à la température moyenne annuelle pour la période de 1950 à 2010. Les triangles pointant vers le haut (en rouge) et vers le bas (en bleu) montrent, respectivement, les tendances positives et négatives. Les triangles pleins illustrent des tendances d'importance significative à un niveau de 5 %. La taille du triangle est proportionnelle à l'ampleur de la tendance. La légende ne répertorie pas forcément les différentes tailles représentées dans la figure (source : Vincent *et al.*, 2012).

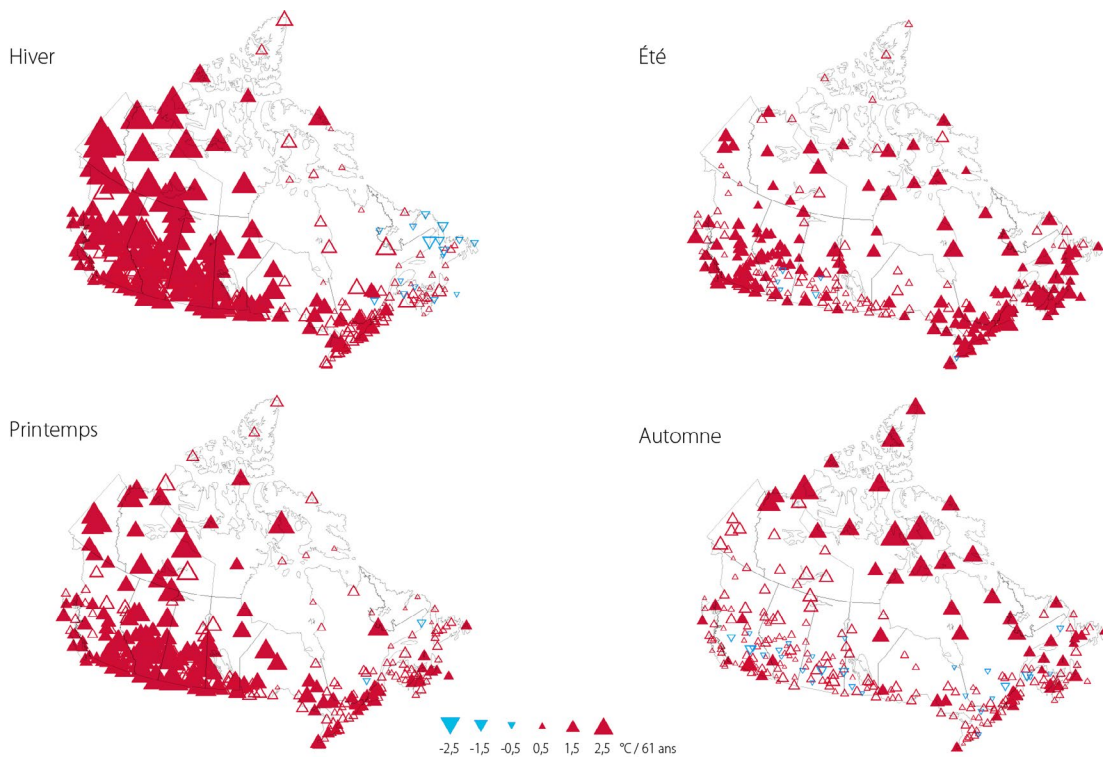


FIGURE 5 : Tendances relatives à la température moyenne saisonnière pour la période de 1950 à 2010. Les triangles pointant vers le haut (en rouge) et vers le bas (en bleu) montrent, respectivement, les tendances positives et négatives. Les triangles pleins illustrent des tendances d'importance significative à un niveau de 5 %. La taille du triangle est proportionnelle à l'ampleur de la tendance. La légende ne répertorie pas forcément les différentes tailles représentées dans la figure (source : Vincent *et al.*, 2012).

ENCADRÉ 3

VARIABILITÉ INTERNE DU CLIMAT

L'atmosphère, la cryosphère, l'océan et la terre sont étroitement liés par l'échange de courants chauds, d'eau douce, d'énergie et de gaz, formant un système climatique couplé. Étant donné que la cryosphère et l'océan contiennent (et peuvent absorber) de grandes quantités de chaleur et d'eau douce, d'importantes rétroactions peuvent se produire au sein du système, ce qui génère des écarts naturels ou « oscillations » que l'on désigne parfois sous les termes de « variabilité interne du climat ». On constate un accroissement des écarts dans les observations modernes, notamment sur les échelles temporelles décennales et sur les échelles spatiales des bassins océaniques. Parmi les exemples notables figurent les oscillations arctique et nord-atlantique (OA, ONA) de la configuration de la pression atmosphérique, les oscillations décennale du Pacifique et multidécadennale de l'Atlantique (ODP, OAM) de la température à la surface des océans, et, à une échelle temporelle plus courte, les écarts attribuables à El Niño/La Niña (chaud/froid) des températures de la partie orientale de l'océan Pacifique tropical.

2.1.2 PRÉCIPITATIONS

Le réchauffement de la surface et de l'atmosphère terrestre a une incidence sur l'évaporation et sur les précipitations, ainsi que sur la configuration de la circulation atmosphérique qui, à son tour, influe sur les chutes de pluie. En général, le réchauffement des températures favorise davantage l'évaporation possible de l'eau de surface, ce qui accroît le risque d'assèchement de la surface et de hausse de l'humidité dans l'air. Étant donné que la hausse de la température de l'air peut accroître l'humidité, on peut s'attendre à une intensification des épisodes de précipitations (Held et Soden, 2006; Trenberth, 2011). La répartition latitudinale des précipitations dans l'hémisphère nord a subi des changements, notamment avec des hausses observées dans les zones de hautes latitudes et des diminutions dans les zones subtropicales (Zhang *et al.*, 2007; Min *et al.*, 2008).

Les tendances des précipitations sont plus difficiles à déceler que les tendances de la température (p. ex., Trenberth *et al.*, 2007; Warren et Egginton, 2008). À l'aide de données ajustées de pluviométrie quotidienne, Mekis et Vincent (2011a) ont démontré que le Canada a, dans l'ensemble, subi une hausse des précipitations au cours des dernières décennies (avec une hausse d'environ 16 % des précipitations annuelles durant la période allant de 1950 à 2010 – voir la figure 6). Cette hausse est caractérisée par d'importants changements observés en Colombie-Britannique et au Canada atlantique (figure 7). Au cours des 61 dernières années, 21 % des stations ont enregistré des hausses significatives des précipitations annuelles, alors que seulement quelques faibles tendances à la baisse se sont manifestées par endroits dans l'ensemble du pays (Mekis et Vincent, 2011b). Si on note une augmentation des précipitations au printemps et à l'automne dans la plupart des stations, de nombreux sites, notamment dans l'ouest du Canada, enregistrent une baisse des précipitations en hiver (figure 8). La baisse des précipitations observée en hiver est essentiellement attribuable à la diminution des chutes de neige hivernales, les chutes de pluie n'ayant, quant à elles, pas subi d'importants changements durant cette saison (Mekis et Vincent, 2011a).

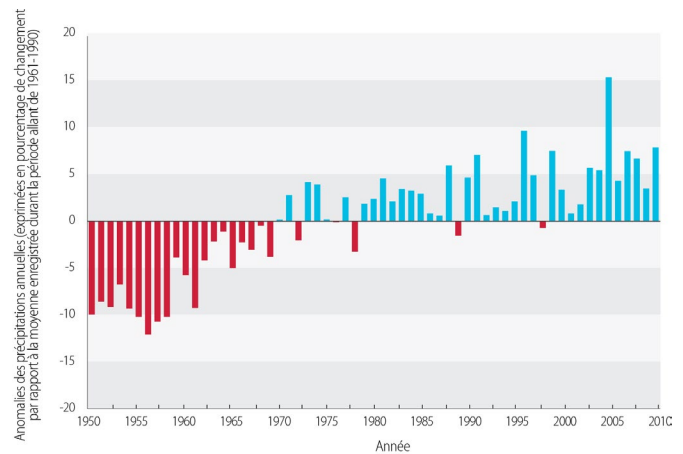


FIGURE 6 : Anomalies des précipitations annuelles (exprimées en pourcentage de changement par rapport à la moyenne enregistrée durant la période allant de 1961 à 1990) au Canada, de 1950 à 2010 (source : Mekis et Vincent, 2011a; Environnement Canada, 2011).

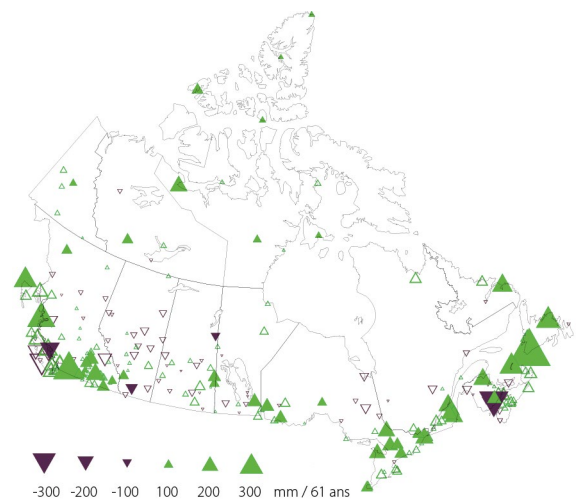


FIGURE 7 : Tendances relatives aux précipitations totales annuelles pour la période allant de 1950 à 2010. Les triangles pointant vers le haut (en vert) et vers le bas (en marron) montrent, respectivement, les tendances positives et négatives. Les triangles pleins illustrent des tendances d'importance significative à un niveau de 5 %. La taille du triangle est proportionnelle à l'ampleur de la tendance. La légende ne répertorie pas forcément les différentes tailles représentées dans la figure (source : Mekis et Vincent, 2011b).

En séparant les données relatives aux chutes de pluie et celles relatives aux chutes de neige des précipitations totales, on constate que les chutes de pluie annuelles au Canada ont augmenté d'environ 13 % au cours de la période allant de 1950 à 2009 (Mekis et Vincent, 2011a). Si les tendances indiquent une hausse des chutes de pluie dans l'ensemble du pays, ces tendances ne s'avèrent toutefois pas être d'importance significative à bien des endroits (figure 9). Pour ce qui est des tendances saisonnières, de nombreuses stations enregistrent une hausse significative des chutes de pluie au printemps et à l'automne.

Les chutes de neige annuelles ont augmenté d'environ 4 % pour l'ensemble du Canada au cours de la période allant de 1950 à 2009 (Mekis et Vincent, 2011a), quoique de nombreuses stations de l'ouest du Canada enregistrent d'importantes tendances à la baisse, alors que dans le nord du Canada et la région de l'Atlantique, les tendances observées sont à la hausse (figure 9). La variabilité des précipitations hivernales, notamment dans l'ouest du Canada, est fortement soumise aux variations naturelles à grande échelle du climat, comme l'oscillation australe El Niño (ENSO) et l'oscillation décennale du Pacifique ou ODP (voir l'encadré 3). Les précipitations inférieures à

la normale sont liées aux événements El Niño, ainsi qu'aux phases positives de l'ODP, lesquelles se sont manifestées plus fréquemment depuis le milieu des années 1970 (Bonsal et Shabbar, 2011). Plusieurs régions du sud du Canada ont subi un changement du type de précipitations, caractérisé par des chutes de neige moins importantes et une hausse des chutes de pluie (figure 9), comme le laisserait présager un réchauffement des températures.

2.1.3 EXTRÊMES DE TEMPÉRATURE ET DE PRÉCIPITATIONS

Les changements climatiques seront également marqués par une évolution des extrêmes de température et de précipitations, en raison du changement des conditions moyennes ou de la variabilité (Rummukainen, 2012). On s'attend, par exemple, à ce que le réchauffement s'accompagne d'une baisse des extrêmes de température froide et d'une hausse des extrêmes de chaleur. Le réchauffement planétaire devrait également provoquer, à l'échelle mondiale, une intensification du cycle de l'eau, phénomène

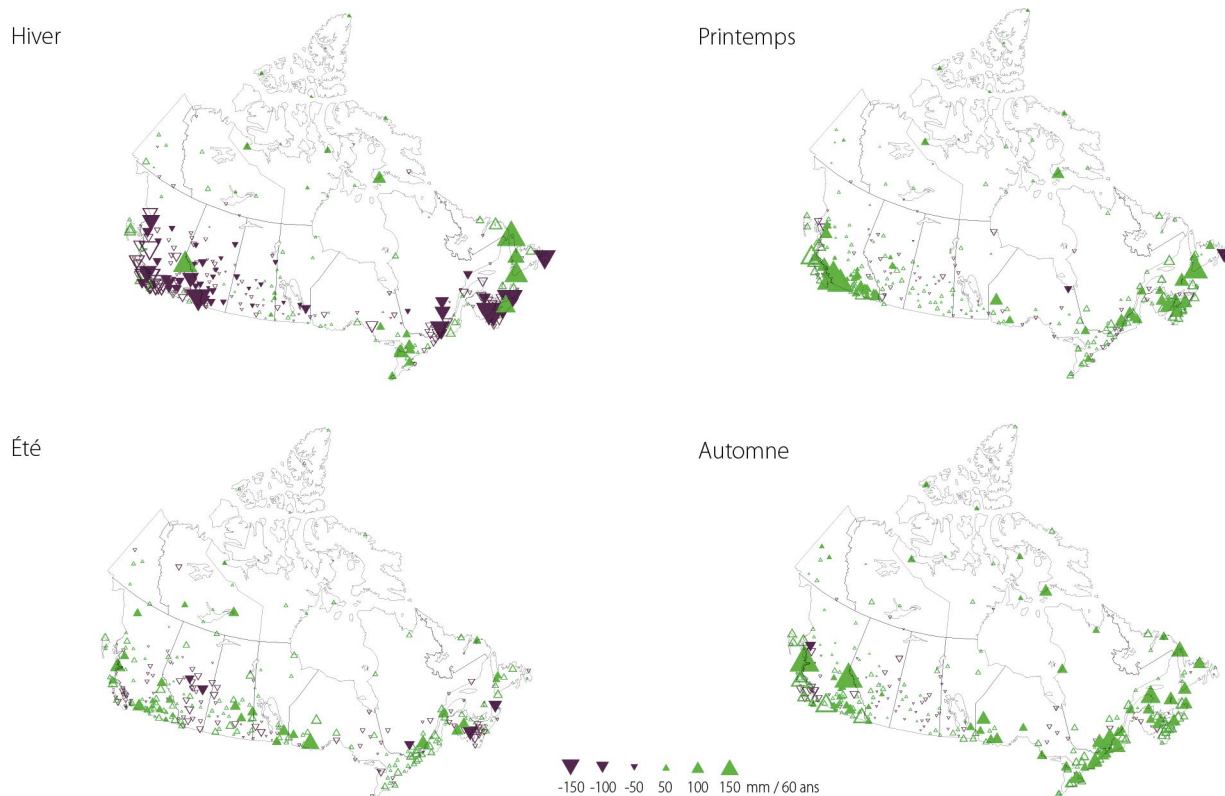


FIGURE 8 : Tendances des précipitations saisonnières pour la période allant de 1950 à 2009. Les triangles pointant vers le haut et vers le bas montrent, respectivement, les tendances positives et négatives. Les triangles pleins illustrent des tendances d'importance significative à un niveau de 5 %. La taille du triangle est proportionnelle à l'ampleur de la tendance. La légende ne répertorie pas forcément les différentes tailles représentées dans la figure (source : Mekis et Vincent, 2011a).

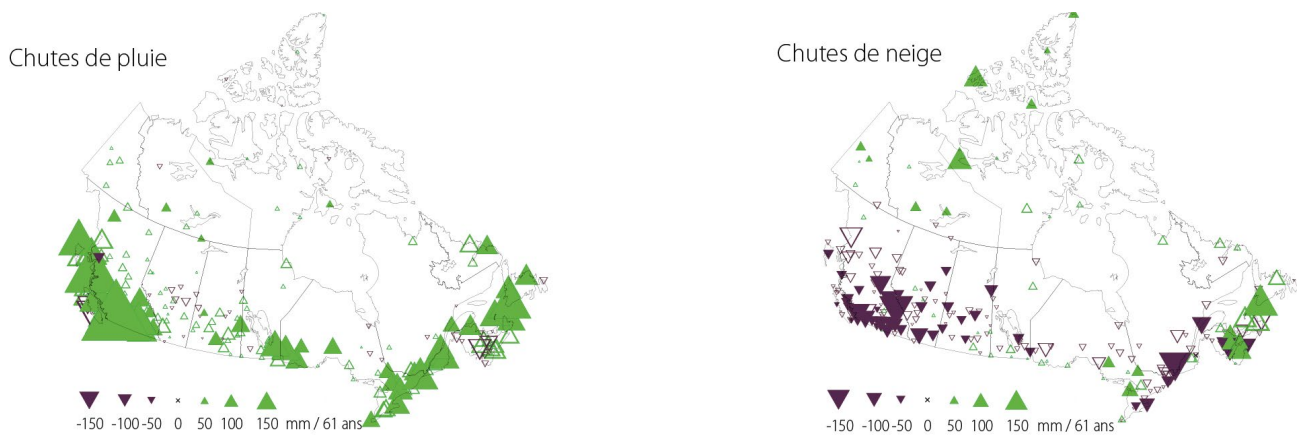


FIGURE 9 : Tendances des chutes de pluie et des chutes de neige annuelles pour la période allant de 1950 à 2009. Les triangles pointant vers le haut et vers le bas montrent, respectivement, les tendances positives et négatives. Les triangles pleins illustrent des tendances d'importance significative à un niveau de 5 %. La taille du triangle est proportionnelle à l'ampleur de la tendance. La légende ne répertorie pas forcément les différentes tailles représentées dans la figure (source : Mekis et Vincent, 2011a).

susceptible d'entraîner une augmentation de l'intensité des extrêmes de sécheresse et d'humidité, ainsi que des risques connexes tels que les inondations et les sécheresses (Giorgi et al., 2011; Trenberth, 2011). Un événement extrême étant de par sa nature plutôt rare, il est difficile d'analyser les changements qu'il occasionne (Zhang et al., 2011a).

De nombreux éléments à l'échelle mondiale indiquent un changement des extrêmes quotidiens de température, caractérisé par une hausse du nombre de journées et de nuits chaudes et une diminution des journées et des nuits froides, dans la majeure partie des terres émergées (Seneviratne *et al.*, 2012). On a également observé une hausse de la durée ou de la fréquence d'événements plus longs (p. ex., vagues de chaleur), quoique ces résultats ne soient pas aussi fiables que ceux indiquant un changement des extrêmes quotidiens de température. Il y a généralement moins d'uniformité et de cohérence dans la configuration des changements des extrêmes de précipitations observés que dans celle des changements d'extrêmes de température. Étant donné que l'on compte, sur la planète, un plus grand nombre d'endroits où les précipitations abondantes ont tendance à augmenter plutôt qu'à décroître, on a conclu dans l'évaluation globale à une hausse des précipitations abondantes à l'échelle mondiale (Seneviratne *et al.*, 2012).

Au Canada, les tendances de la température, qui ont été actualisées depuis l'évaluation de 2008, démontrent que le nombre d'épisodes froids continue à décroître, tandis que le nombre d'épisodes chauds continue d'augmenter. La fréquence des nuits froides durant l'hiver (lorsque la température quotidienne minimale est inférieure au 10^e percentile quotidien) a diminué au cours de la période allant de 1950 à 2010 dans la plupart des stations du pays, mais de légères tendances à la hausse sont toutefois observables dans le sud du Québec et au Canada atlantique. De même, alors que la fréquence des journées chaudes durant l'été (lorsque la température

quotidienne maximale est supérieure au 90^e percentile quotidien) a augmenté à l'échelle nationale, de faibles tendances à la baisse ont été observées à plusieurs endroits dans les Prairies canadiennes. Dans la plupart des stations, la fréquence annuelle des nuits froides a diminué, tandis que celle des journées chaudes a augmenté, ce qui est conforme aux évaluations des tendances observées partout en Amérique du Nord (soit au Canada, aux États-Unis et au Mexique; Peterson *et al.*, 2008). Les analyses menées en vue de déterminer l'évolution des extrêmes sur une période de récurrence de 20 ans révèlent que les extrêmes de températures minimales accusent un taux de réchauffement supérieur à celui des extrêmes de températures maximales, et que les tendances ont été beaucoup plus marquées dans l'Arctique canadien que dans le sud du pays (Wang *et al.*, 2013). Aucune évaluation plus récente des tendances relatives aux vagues de chaleur estivales n'a été menée à l'échelle du Canada.

En ce qui concerne les extrêmes de précipitations au Canada, deux indices – les « journées très humides » (nombre de jours où les précipitations sont supérieures ou égales à la valeur du 95^e percentile), et les « jours de fortes précipitations » (nombre de jours où les précipitations atteignent ou dépassent les 10 mm) – ont été recalculés dans le but d'actualiser l'analyse présentée dans le rapport d'évaluation de 2008 pour la période allant de 1950 à 2010 (Vincent et Mekis 2006, actualisé; figure 10). Les résultats révèlent des configurations similaires aux premières conclusions, sans modification uniforme des extrêmes de précipitations pour l'ensemble du Canada. À l'échelle continentale, si plusieurs indices de fortes précipitations ont subi une augmentation depuis 1950, leur répartition n'a cependant pas été uniforme à l'échelle de l'Amérique du Nord (Peterson *et al.*, 2008). Les tendances relatives à l'intensité des précipitations sont à la hausse sur près des deux tiers de la surface terrestre de l'hémisphère nord pour laquelle on a obtenu des données en quantité suffisante (Min *et al.*, 2011).

La sécheresse est un événement extrême qui n'a pas de définition précise, mais qui renvoie de manière générale à de longues périodes de temps anormalement sec responsables du tarissement des ressources en eau. Une série d'indices permet d'en évaluer l'évolution. Bien que la sécheresse se produise dans la plupart des régions du Canada, la majeure partie des recherches se sont penchées sur les Prairies canadiennes, qui sont particulièrement touchées par ce phénomène (Bonsal *et al.*, 2011). L'examen de la variabilité de la durée des sécheresses estivales dans le sud des Prairies en fonction de différentes échelles temporelles révèle que les épisodes enregistrés au XX^e siècle ont été relativement anodins en comparaison avec ceux observés au cours des siècles antérieurs (Bonsal *et al.*, 2012). Aucune tendance notable en matière de sécheresse n'a été observée au pays au XX^e siècle (Bonsal *et al.*, 2011). Tout au long de la première moitié du XX^e siècle, des analyses menées à l'échelle mondiale ont permis de dégager des tendances régionales relatives à une aggravation des conditions de sécheresse dans le sud et l'ouest du Canada (Dai, 2011; Seneviratne *et al.*, 2012).

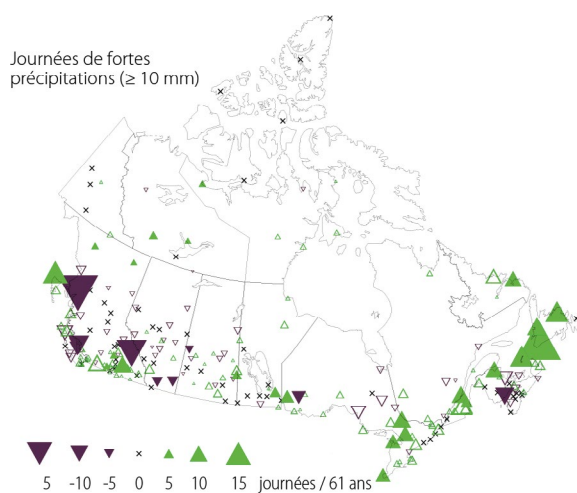


FIGURE 10: Tendances des extrêmes de précipitations pour la période allant de 1950 à 2010. Les triangles pointant vers le haut et vers le bas montrent, respectivement, les tendances positives et négatives. Les triangles pleins illustrent des tendances d'importance significative à un niveau de 5 %. La taille du triangle est proportionnelle à l'ampleur de la tendance. La légende ne répertorie pas forcément les différentes tailles représentées dans la figure. Le symbole « x » indique une tendance proche de zéro (source : Vincent et Mekis, 2006, actualisé).

2.2 EXTRAPOLATION DES CHANGEMENTS RELATIFS À LA TEMPÉRATURE ET AUX PRÉCIPITATIONS

2.2.1 SCÉNARIOS ET MODÈLES CLIMATIQUES

Les extrapolations des changements climatiques sont obtenues à partir d'expériences menées sur de superordinateurs à l'aide de modèles mathématiques du système couplé atmosphère-glace-océan-terre. Reposant sur les lois physiques qui régissent le comportement du système et les interactions entre ses composantes, ces modèles climatiques (ou terrestres) permettent de simuler la réaction du système aux facteurs de changement. Dans ce type d'expérience, les modèles évoluent selon les modifications apportées aux facteurs de forçage du climat, notamment aux émissions anthropiques de GES et d'aérosols. En règle générale, les chercheurs examinent les résultats des expériences menées sur plusieurs modèles, à l'aide d'un même scénario ou de multiples scénarios de forçage (voir l'encadré 4).

À partir des scénarios du SRES (voir l'encadré 4), le Quatrième rapport d'évaluation du GIEC fournit des estimations et des probabilités (dont les valeurs sont comprises entre 66 et 100 %) de l'évolution de la température moyenne à l'échelle mondiale pour la période allant de 2090 à 2099 (par rapport à 1980-1999) de l'ordre de 1,8 °C (1,1 à 2,9 °C) pour B1; de 2,8 °C (1,7 à 4,4 °C) pour A1B et de 3,4 °C (2,0 à 5,4 °C) pour A2 (Meehl *et al.*, 2007b). Le rapport conclut également que l'Amérique du Nord devrait très vraisemblablement (entre 90 et 100 % de probabilité) se réchauffer au cours de ce siècle, et que sa moyenne annuelle de réchauffement devrait dépasser la moyenne mondiale dans la plupart des régions, et ce plus particulièrement durant l'hiver et dans les régions nordiques (Christensen *et al.*, 2007). La possibilité de voir la partie nord-est du Canada se refroidir n'a pu être écartée, en raison du refroidissement possible de l'Atlantique Nord lié à la diminution de la circulation méridienne de retournement de l'Atlantique. Si les précipitations annuelles moyennes devaient augmenter dans l'ensemble du Canada, les précipitations dans le sud du pays devraient, quant à elles, augmenter en hiver et au printemps et diminuer en été.

Ce chapitre présente également un certain nombre d'extrapolations des changements liés au climat de la température de l'air en surface et des précipitations au Canada, élaborées à partir des résultats moyens (moyennes calculées) d'un ensemble de 17 (B1) ou de 16 (A2) modèles climatiques mondiaux dans le cadre du CMIP3. Ces extrapolations visent à illustrer, de manière générale, l'ampleur des changements potentiels à l'échelle du Canada au cours de ce siècle découlant d'un scénario de forçage relativement faible (B1) ou relativement fort (A2). Les niveaux d'émissions de combustible fossile d'origine anthropique à l'échelle mondiale se rapprochent davantage des niveaux d'émissions supérieurs établis en vertu des scénarios du SRES (Peters *et al.*, 2012). Le lecteur peut se reporter au chapitre 2 du rapport d'évaluation de 2008 (Warren et Egginton, 2008) pour obtenir de l'information générale sur la modélisation climatique et l'évaluation des répercussions, ainsi qu'au Réseau canadien des scénarios de changements climatiques (cccsn.ec.gc.ca), sur lequel il trouvera des renseignements plus techniques, y compris des conseils sur la façon d'intégrer des incertitudes dans les extrapolations climatiques élaborées dans le cadre d'exercices de planification de l'adaptation.

ENCADRÉ 4

ÉLABORATION D'UN SCÉNARIO DE CHANGEMENT CLIMATIQUE

Les scénarios de changements climatiques futurs présentés dans le rapport d'évaluation de 2008 (Lemmen *et al.*, 2008) reposent sur un ensemble d'expériences menées de manière coordonnée par un petit nombre de groupes de modélisation du climat mondial aux fins du Troisième rapport d'évaluation du GIEC (GIEC, 2001). Les expériences étaient fondées sur un sous-ensemble des scénarios d'émissions présentés dans le Rapport spécial sur les scénarios d'émissions (SRES) du GIEC (Nakićenović *et al.*, 2000; résumé dans Warren et Egginton, 2008). Une nouvelle série d'expériences sur les changements climatiques coordonnées à l'échelle internationale a été menée sur place par un nombre beaucoup plus important de groupes de modélisation du climat aux fins du Quatrième rapport du GIEC (GIEC, 2007). Cet ensemble d'expériences coordonnées, présentées dans la troisième phase du projet d'intercomparaison de modèles climatiques (Coupled Model Intercomparison Project Phase 3 ou CMIP3) décrit dans Meehl *et al.* (2007a), s'appuie également sur les scénarios du SRES mis au point par le GIEC, parmi lesquels trois ont été systématiquement modélisés par la plupart des groupes, pour couvrir une fourchette du futur forçage radiatif anthropique allant de faible (B1), à moyen (A1B) et à moyen-élevé (A2). Si ces trois scénarios saisissent en grande partie la portée des émissions extrapolées à partir d'ensembles plus vastes de scénarios du SRES, ils ne permettent cependant pas d'en couvrir tout le registre. En outre, aucun des scénarios présentés dans le SRES ne tenait expressément compte des efforts d'atténuation des changements climatiques, quoiqu'ils aient toutefois anticipé des émissions relativement faibles ou relativement élevées dans des situations futures, et ce, même en l'absence de politiques concrètes concernant ces émissions.

Le plus récent projet d'intercomparaison de modèles climatiques (CMIP5) repose sur un nouvel ensemble de scénarios d'extrapolation des changements climatiques futurs (Moss *et al.*, 2010; Hibbard *et al.*, 2011; van Vuuren *et al.*, 2011; Taylor *et al.*, 2012). Ces scénarios dits « scénarios RCP » (soit Representative Concentration Pathway), décrivent les trajectoires des concentrations atmosphériques au fil du temps (pour les GES, les aérosols et d'autres polluants atmosphériques, et leur incidence sur les trajectoires du forçage radiatif net). Quatre scénarios susceptibles d'intéresser les milieux politique et scientifique ont été retenus pour représenter une gamme de facteurs de forçage radiatif tout au long du XXI^e siècle, y compris des scénarios présumant la mise en place d'importantes mesures d'atténuation, et d'autres partant du principe que peu de mesures seraient adoptées. Les scénarios RCP se distinguent ainsi des SRES du fait qu'ils tiennent expressément compte des efforts d'atténuation des émissions de gaz à effet de serre.

Fondées sur les nouveaux scénarios RCP, les expériences menées dans le cadre du CMIP5 ont fourni une orientation au débat sur les futurs changements climatiques à l'échelle mondiale, continentale et régionale du Cinquième rapport d'évaluation du Groupe de travail I du GIEC. Le résultat des simulations effectuées dans le cadre du CMIP5 n'était pas disponible au moment de la rédaction du présent chapitre. La collectivité responsable des répercussions et des mesures d'adaptation n'a eu, de son côté, que peu de temps pour mener des recherches à l'aide de ces nouvelles extrapolations. De nouveaux scénarios de changements climatiques pour le Canada, fondés sur ces expériences, seront proposés au milieu canadien de la recherche ainsi qu'aux particuliers intéressés, par le biais du Réseau canadien des scénarios de changements climatiques au ccsn.ec.gc.ca.

2.2.2 CHANGEMENTS RELATIFS À LA TEMPÉRATURE ET AUX PRÉCIPITATIONS SAISONNIÈRES

Les cartes des scénarios d'extrapolation des changements saisonniers de la température de l'air en surface (figure 11) et des précipitations (figure 12) sont présentées pour le milieu et la fin du siècle, relativement aux moyennes de 1961 à 1990, en fonction des résultats moyens obtenus à partir des multiples modèles du CMIP3 pour les scénarios d'émissions faibles (B1) et moyennes à élevées (A2) du SRES (voir l'encadré 4). Ces extrapolations correspondent généralement à celles présentées dans le rapport d'évaluation de 2008.

Les cycles de réchauffement varient manifestement en fonction des saisons; les plus importantes augmentations observées en hiver se manifestent dans les zones de hautes latitudes (nord du Canada), tandis que le réchauffement estival se produit essentiellement dans les zones de latitudes moyennes (sud du Canada). Le réchauffement estival devrait globalement être plus uniforme à l'échelle du pays, les principaux changements étant prévus pour les terres continentales intérieures. Les plus forts gradients latitudinaux apparaissent en automne, et surtout en hiver. Les résultats moyens agglomérés s'appliquant à l'ensemble du domaine démontrent que, même selon le scénario d'émissions faibles (B1), d'ici le milieu du siècle, la température dans l'ensemble du Canada devrait avoir augmenté d'environ 1,5 à 2,5 °C durant la saison pour laquelle on anticipe le plus faible réchauffement (été). D'après le scénario A2, les températures moyennes enregistrées en hiver dans la majeure partie du Canada devraient augmenter d'environ 3 à 7 °C vers la fin du siècle, avec un réchauffement pouvant atteindre plus de 9 °C dans la baie d'Hudson et l'Extrême Arctique, ainsi qu'à proximité de ces régions (figure 11, panneau P). Ce cycle de réchauffement plus intense sous les latitudes boréales polaires est une caractéristique presque universelle des extrapolations de modèles climatiques que l'on retrouve dans un certain nombre de scénarios d'émissions, et qui est fortement liée au recul de la couverture de neige et de glace de mer (Serreze et Barry, 2011).

L'extrapolation des changements de configuration des précipitations est généralement moins fiable que celle portant sur les températures, et se caractérise par un plus grand degré de variabilité entre les modèles. On prévoit une hausse des précipitations dans la majeure partie du pays à chaque saison, à l'exception de certaines régions du sud du Canada qui devraient enregistrer de plus faibles précipitations en été et à l'automne (figure 12, panneaux F-L). Même dans les régions où les précipitations estivales augmentent, la hausse des taux d'évaporation liée aux étés plus chauds favorisera une tendance à des conditions plus sèches. Le sud du Canada devrait devenir plus aride, bien que l'on constate d'importants écarts entre les scénarios (Sheffield et Wood, 2008; Dai, 2011).

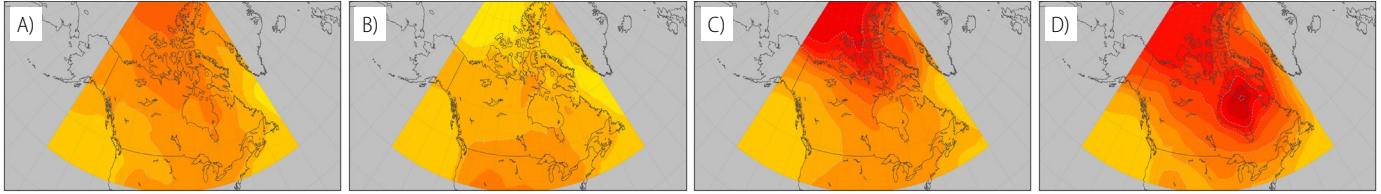
Printemps

Été

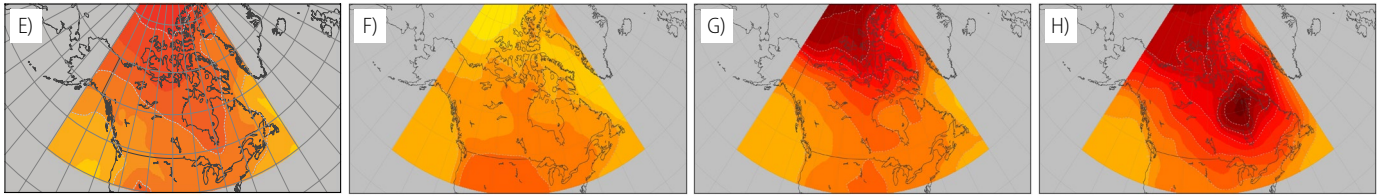
Automne

Hiver

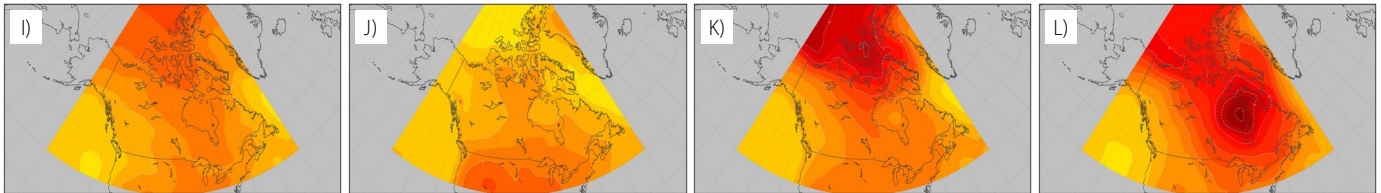
Extrapolation des changements saisonniers de la température de l'air en surface (°C) pour les années 2050 B1



Extrapolation des changements saisonniers de la température de l'air en surface (°C) pour les années 2080 B1



Extrapolation des changements saisonniers de la température de l'air en surface (°C) pour les années 2050 A2



Extrapolation des changements saisonniers de la température de l'air en surface (°C) pour les années 2080 A2

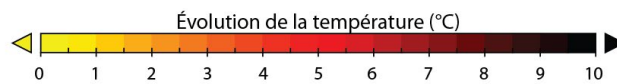
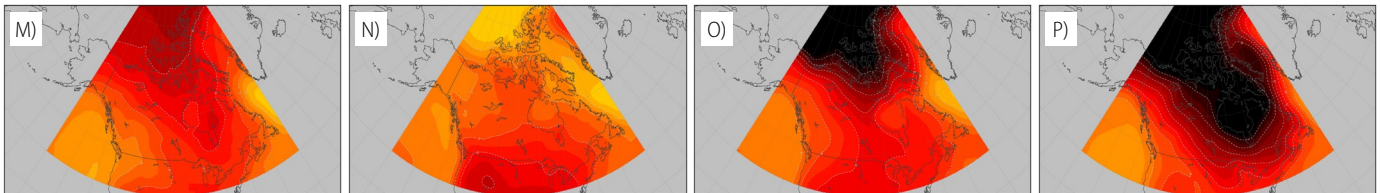


FIGURE 11 : Extrapolation des changements saisonniers de la température à l'échelle du Canada selon divers scénarios du SRES. Les changements sont exprimés par rapport aux valeurs moyennes entre 1961-1990. La première rangée (A à D) représente le scénario B1 du SRES pour le milieu du siècle, la deuxième (E à H), le scénario B1 pour la fin du siècle, la troisième (I à L) représente le scénario A2 pour le milieu du siècle, et la quatrième (M à P), le scénario A2 pour la fin du siècle. Le panneau 1 (A, E, I, M) est le printemps, le panneau 2 (B, F, J, N) est l'été, le panneau 3 (C, G, K, O) est l'automne, le panneau 4 (D, H, L, P) est l'hiver (source : Centre canadien de la modélisation et de l'analyse climatique).

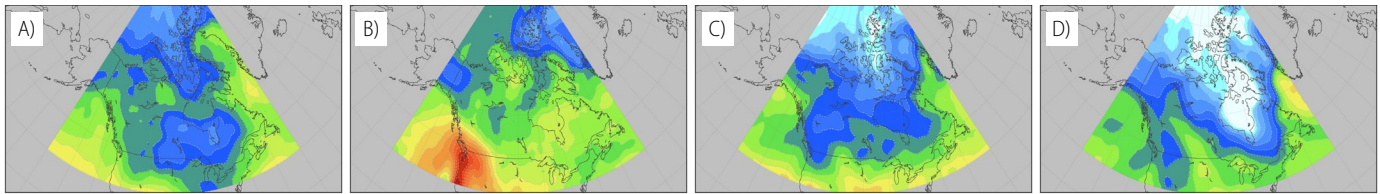
Printemps

Été

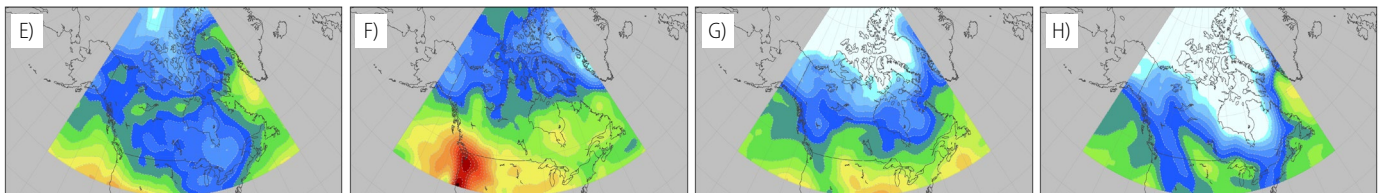
Automne

Hiver

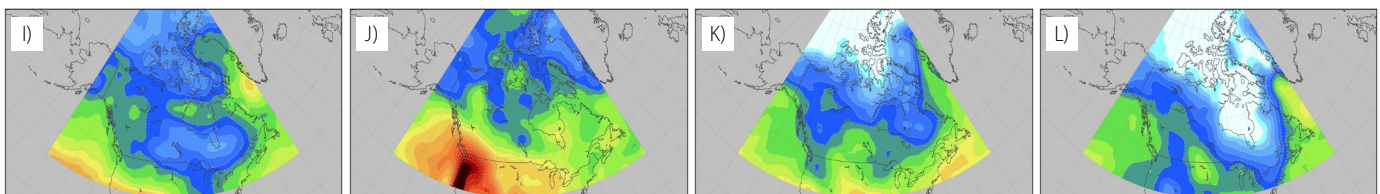
Extrapolation des changements saisonniers des précipitations (%) pour les années 2050 B1



Extrapolation des changements saisonniers des précipitations (%) pour les années 2080 B1



Extrapolation des changements saisonniers des précipitations (%) pour les années 2050 A2



Extrapolation des changements saisonniers des précipitations (%) pour les années 2080 A2

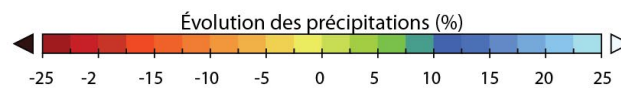
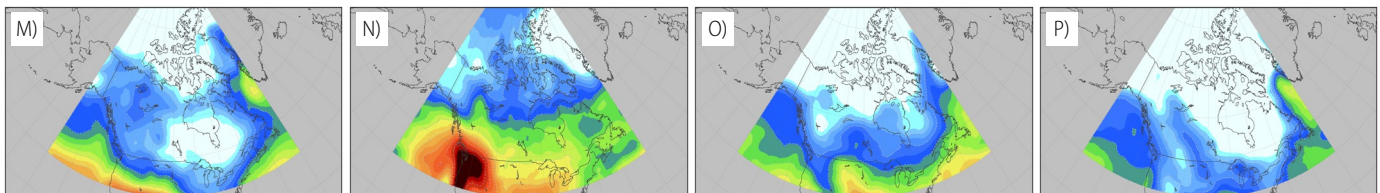


FIGURE 12 : Extrapolation des changements saisonniers des précipitations à l'échelle du Canada, selon divers scénarios du SRES. Les changements sont exprimés par rapport aux valeurs moyennes entre 1961-1990. La première rangée (A à D) représente le scénario B1 pour le milieu du siècle, la deuxième (E à H), le scénario B1 pour la fin du siècle, la troisième (I à L) représente le scénario A2 pour le milieu du siècle, et la quatrième (M à P), le scénario A2 pour la fin du siècle. Le panneau 1 (A, E, I, M) est le printemps, le panneau 2 (B, F, J, N) est l'été, le panneau 3 (C, G, K, O) est l'automne, le panneau 4 (D, H, L, P) est l'hiver (source : Centre canadien de la modélisation et de l'analyse climatique).

2.2.3 CHANGEMENTS RELATIFS AUX EXTRÊMES DE TEMPÉRATURE ET DE PRÉCIPITATIONS

Dans le cadre de la planification de l'adaptation, les changements relatifs aux extrêmes climatiques constituent un enjeu de taille. Le Rapport spécial sur la gestion des risques de catastrophes et de phénomènes extrêmes pour les besoins de l'adaptation au changement climatique (SREX) du GIEC (GIEC, 2012) offre une évaluation complète des changements prévus en matière d'événements météorologiques et climatiques extrêmes tels que les inondations et les sécheresses – à l'échelle mondiale, continentale et régionale –, et s'appuie sur des études principalement fondées sur les expériences de modélisation du CMIP3 (voir l'encadré 4; Seneviratne *et al.*, 2012). Les auteurs du rapport ont conclu qu'il est pratiquement certain (probabilité de l'ordre de 99 à 100 %) qu'une hausse de la fréquence et de l'ampleur des journées et des nuits chaudes, à laquelle s'ajoute la diminution de la fréquence et de l'ampleur des journées et des nuits froides, sera observée à l'échelle mondiale au cours du XXI^e siècle, et que la durée, la fréquence et l'intensité des vagues de chaleur devraient très probablement s'accroître sur la majeure partie de la surface terrestre (Seneviratne *et al.*, 2012). Kharin *et al.* (2007) ont conclu que la période de récurrence d'une journée de chaleur extrême se manifestant actuellement à tous les 20 ans², passerait à cinq ans dans la majeure partie du Canada d'ici le milieu du siècle. D'ici la fin du siècle, ces épisodes de chaleur devraient être encore plus courants (Gutowski *et al.*, 2008; Seneviratne *et al.*, 2012).

En ce qui concerne les précipitations, Kharin *et al.* (2007) ont établi que les périodes de récurrence de 20 ans des épisodes de précipitations quotidiennes extrêmes passeraient à 10 ans d'ici le milieu du siècle dans les zones de moyenne à haute latitudes, en fonction de scénarios d'émissions moyennes à élevées. Si les auteurs du SREX ont conclu que la fréquence des fortes précipitations devrait s'accroître au cours du XXI^e siècle dans de nombreuses régions du monde, ils ont également souligné les incertitudes relativement importantes qui persistent au niveau des projections

de précipitations extrêmes (Seneviratne *et al.*, 2012). Les modèles climatiques régionaux, ou les approches utilisées dans le cadre des études statistiques des phénomènes de sous-échelle, peuvent révéler d'importants détails sur les configurations spatiales des changements, qui ne seraient pas forcément visibles dans les études menées à l'échelle mondiale. Par exemple, le modèle régional canadien du climat (MRCC) a été utilisé pour explorer les futurs changements concernant les épisodes de précipitations extrêmes sur un jour ou plusieurs jours durant la saison chaude (avril à septembre) à l'aide du scénario d'émissions A2 (Mladjic *et al.*, 2011). Outre la hausse des valeurs des précipitations extrêmes sur un à sept jours pour les futures périodes de récurrence de 20 ans et plus dans la plupart des régions du Canada (c.-à-d. que l'on s'attendait à des précipitations plus importantes pour les événements ayant une période de récurrence de 20 ans), les auteurs de l'étude ont également conclu que le MRCC sous-estime les extrêmes de précipitations dans la majeure partie du pays, lorsqu'ils sont comparés aux changements observés.

Les études portant sur le risque des changements relatifs à la sécheresse révèlent une forte tendance à la diminution de l'aridité en hiver, et à l'augmentation de l'aridité en été sur une grande partie du territoire canadien. Toutefois, l'absence de concordance des modèles sur l'orientation des changements extrapolés dans de nombreuses régions du Canada, y compris le centre sud du pays, démontre que ces résultats doivent être interprétés avec prudence (voir la figure 3.9 dans Seneviratne *et al.*, 2012). L'indice de sécheresse choisi semble également avoir une incidence sur les résultats (Bonsal *et al.*, 2012). On a eu recours au MRCC pour évaluer l'évolution potentielle de la fréquence des jours de sécheresse dans l'ensemble du Canada sur une période allant d'avril à septembre, selon le scénario d'émissions A2 du SRES. Le nombre moyen de jours de sécheresse et la durée des périodes sèches (pour des périodes de récurrence données) accusent une augmentation dans certaines régions du sud du Canada. Les conditions de sécheresse pourraient particulièrement toucher le sud des Prairies dans l'avenir (Sushama *et al.*, 2010, voir aussi Bonsal *et al.*, 2012).

3. ÉVOLUTION DE LA CRYOSPHERE

Le Canada est un pays nordique où la neige et la glace dominent la couverture terrestre de la majeure partie du pays pendant la plus grande partie de l'année. La présence ou l'absence de neige et de glace sur la surface et sous celle-ci, ainsi que les variations saisonnières, jouent un rôle important sur le plan climatique tant à l'échelle locale qu'à l'échelle mondiale. La modification des composantes de la cryosphère – glace de mer, glace d'eau douce (lac et rivière), couverture neigeuse, glaciers, calottes glaciaires, inlandsis et pergélisol – est un important indicateur de l'évolution du climat, en raison de la sensibilité de ces composantes aux changements climatiques et de l'importance des répercussions connexes. Par exemple, la cryosphère comprend d'importantes réserves d'eau douce sous forme de glaciers, de calottes glaciaires et d'inlandsis. Lorsque la vitesse de fonte est supérieure au rythme d'accumulation, ce qui est actuellement le cas dans la majeure partie du Canada, l'eau rejetée contribue à faire hausser le niveau

des océans. Lorsque la glace se trouve dans un sol gelé (pergélisol), la fonte peut causer l'effondrement de la structure du sol, ce qui entraîne des répercussions sur l'infrastructure sous-jacente et sur l'hydrologie locale. Dans de nombreuses régions du pays, l'approvisionnement en eau et l'humidité du sol peuvent subir les effets de l'évolution de la couverture neigeuse et de la couche de glace; ainsi, le ruissellement dû à la fonte printanière revêt bien souvent une importance capitale lorsqu'il s'agit de satisfaire la forte demande en eau durant la période estivale. Le recul de la glace de mer dans l'Arctique aura des conséquences directes sur la population locale, dont la vie en communauté et les activités économiques seront gravement perturbées. En outre, le recul de la glace de mer favorisera l'accès à l'océan Arctique, ainsi que l'activité maritime dans cette région, ce qui aura des effets tant sur le plan social, qu'économique et environnemental.

² Lorsque l'on dit d'un événement qu'il a une période de récurrence de 20 ans, cela signifie que l'événement a en moyenne 5 % de chance de se produire au cours d'une année donnée. De même, un événement ayant une période de récurrence de deux ans a 50 % de chance de survenir au cours d'une année donnée.

Les activités de recherche sur l'Arctique ont pris de l'ampleur au Canada et dans d'autres pays au cours de la troisième Année polaire internationale (API; 2007-2008). Ces efforts, ainsi que de récents rapports sur les changements climatiques dans la région arctique, fournissent des renseignements sur les dernières tendances observées relativement à plusieurs indicateurs cryosphériques (PSEA, 2011; Derksen *et al.*, 2012; NOAA, 2012), qui s'inscrivent dans le cadre d'un ensemble croissant de données probantes sur la diminution généralisée de l'étendue spatiale et de la masse de la cryosphère, en raison du réchauffement de la température de l'air dans l'ensemble des régions circumpolaires du Nord. Le présent rapport comprend des renseignements actualisés sur un certain nombre d'indicateurs clés, concernant notamment le Canada.

3.1 PERGÉLISOL

Le pergélisol englobe la moitié septentrionale de la masse terrestre canadienne. Une zone à pergélisol discontinu relativement étroite et chaude s'étend au sud de la zone à pergélisol continu, plus vaste, qui se prolonge jusqu'à l'Extrême Arctique (Smith, 2011). Dans la zone à pergélisol continu, le pergélisol peut avoir une profondeur allant de quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres. Des températures du sol inférieures aux variations saisonnières en profondeur constituent un bon indicateur de la variabilité du climat de l'échelle décennale à centennale (Romanovsky *et al.*, 2010). Les températures du pergélisol mesurées dans des trous de sonde à de nombreux sites d'observations dans l'ensemble du Canada ont augmenté au cours des 20 à 30 dernières années (Smith *et al.*, 2010; figure 13). L'ampleur du réchauffement varie d'une région à l'autre du fait des différences climatiques, ainsi que d'autres facteurs, notamment l'altitude, la couverture neigeuse et les propriétés physiques du pergélisol. Dans l'ensemble, la température du pergélisol plus froid a augmenté plus rapidement que celle du pergélisol plus chaud. Cette différence est en partie fondée sur l'absence de végétation et l'épaisseur de la couverture neigeuse dans les zones de hautes latitudes qui, au sud de la limite forestière, sert à isoler le sol de la température de l'air (Romanovsky *et al.*, 2010). Lorsque le pergélisol avoisine 0 °C, l'énergie sert à convertir la glace en eau (transition) plutôt qu'à changer la température.

Dans l'ensemble du nord-ouest canadien, le réchauffement du pergélisol s'est maintenu au cours des 20 à 30 dernières années, mais des données probantes sont toutefois venues démontrer que le rythme du réchauffement a récemment ralenti. Le réchauffement n'a commencé qu'en 1993 dans l'est de l'Arctique et le nord du Québec, mais a progressé relativement rapidement depuis (Smith *et al.*, 2010; actualisé dans Derksen *et al.*, 2012). Les températures du pergélisol ont augmenté d'environ 0,2 °C par décennie en moyenne dans les régions chaudes à pergélisol discontinu. Bien que l'on trouve moins de stations de mesures dans le nord, dans les zones froides de la toundra, on a néanmoins enregistré une hausse de ≥ 1 °C par décennie de la température du pergélisol depuis le milieu des années 1990 (Smith *et al.*, 2010; actualisé dans Derksen *et al.*, 2012). Ces tendances sont illustrées à la figure 13 pour deux sites représentatifs : Norman Wells (pergélisol chaud) et SFC Alert (pergélisol froid). Les hausses de la température du pergélisol enregistrées sont en grande partie attribuables à l'augmentation de la température de l'air en hiver (Smith *et al.*, 2012).

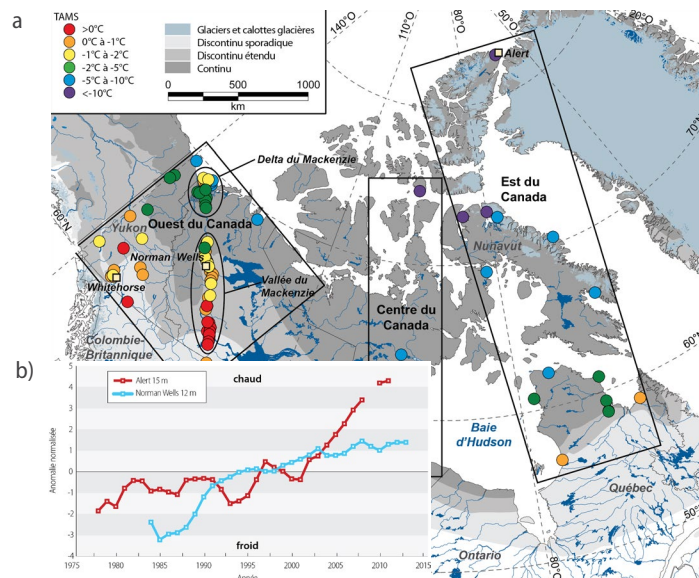


FIGURE 13: a) température annuelle moyenne du sol (TAMS) enregistrée durant l'API (2007-2009; Smith *et al.*, 2010). La TAMS est déterminée au niveau de la profondeur d'amplitude annuelle nulle (profondeur à laquelle pénètre la variation saisonnière) ou de la profondeur de mesure la plus proche. Les zones de pergélisol sont définies selon Heginbottom *et al.* (1995). b) séries temporelles d'anomalies normalisées en fonction de la température du pergélisol (Derksen *et al.*, 2012), par rapport à la moyenne de la période allant de 1988 à 2007 observée à un emplacement situé à proximité de Norman Wells (profondeur de 12 m), dans la partie centrale de la vallée du Mackenzie, et à SFC Alert, au Nunavut (profondeur de 15 m), dans l'Extrême Arctique (source : Sharon Smith, Ressources naturelles Canada).

Le réchauffement moyen étant plus marqué dans l'Arctique qu'à l'échelle mondiale, la température du pergélisol devrait continuer à augmenter, et ce, à un rythme plus rapide que celui que l'on observe actuellement. Toutefois, malgré le rythme accéléré du réchauffement observé au sein du pergélisol plus froid, les températures moyennes basses de la majeure partie du pergélisol dans l'Arctique font que le dégel complet du pergélisol plus froid pourrait prendre plusieurs dizaines, voire plusieurs centaines d'années (Smith *et al.*, 2010). Ainsi, alors que la mince couche de pergélisol chaud pourrait être amenée à disparaître, dans les régions où le pergélisol est plus froid, le réchauffement climatique se traduira plutôt par un épaissement de la couche active (couche superficielle touchée par une fonte saisonnière) et une diminution de l'épaisseur du pergélisol (Callaghan *et al.*, 2011a).

La fonte du pergélisol devrait avoir d'importantes répercussions tant sur les écosystèmes naturels que sur les communautés humaines. On s'inquiète notamment des effets sur l'hydrologie dans les écosystèmes septentrionaux, sur la décomposition du carbone jusqu'ici retenu dans les sols gelés et donc du rejet connexe de GES dans l'atmosphère, ainsi que sur la perte de soutien structurel qu'offre le sol gelé, ce qui aura une incidence sur le transport et les autres infrastructures (Callaghan *et al.*, 2011a; voir aussi les chapitres 3 et 8 du présent rapport).

3.2 COUVERTURE NEIGEUSE

La variabilité annuelle de la couverture neigeuse, qui se mesure en fonction de l'étendue de la couverture de neige et de la durée d'enneigement, est étroitement liée à la température de l'air, notamment durant la période de fonte printanière, au moment où les rétroactions d'albédo de surface sont les plus fortes (Brown *et al.*, 2010; Brown et Robinson, 2011). L'évolution des données printanières sur la couverture neigeuse arctique obtenues par satellite entre 1967 et 2012 témoigne de réductions significatives en Amérique du Nord et en Eurasie en mai et en juin (lorsque la couverture neigeuse est essentiellement située dans la région arctique; Derksen et Brown, 2011, 2012). Le record du plus faible niveau d'étendue de la couverture neigeuse enregistré en juin a été atteint tous les ans en Eurasie depuis 2008, et au cours de trois des cinq dernières années (2008-2012) en Amérique du Nord. Le recul de l'étendue de la couverture neigeuse en juin durant la période allant de 1979 à 2012 (-18 % par décennie en comparaison avec la moyenne enregistrée pour la période allant de 1979 à 2000) est supérieur à celui de l'étendue de la glace de mer en septembre (-13 % par décennie) au cours de la même période (voir la section 3.5). Les diminutions de l'étendue de la couverture neigeuse observées en juin au cours de la dernière décennie dépassent maintenant l'étendue minimum de la couverture neigeuse au mois de juin simulée par un ensemble de modèles climatiques pour cette même période (Derksen et Brown, 2012).

Des tendances négatives d'importance significative observées au printemps sur la masse terrestre canadienne (Statistique Canada, 2012; figure 14) témoignent d'un recul de la couverture manteau neigeuse de l'ordre de 7, 13 et 34 % respectivement en avril, mai et juin durant la période allant de 1972 à 2010. Sur le plan régional, la fonte précoce a entraîné d'importantes diminutions de la couverture neigeuse printanière dans l'ouest et le nord du Canada (figure 15, Zhang *et al.*, 2011b), ce qui concorde avec les tendances au réchauffement observées dans ces régions. Les tendances relatives à l'étendue de la couverture de neige printanière au Canada suivent une tendance au recul du manteau neigeux printanier observé à plus grande échelle dans l'hémisphère nord, tendance qui s'est accélérée au cours des dernières décennies, compte tenu du rythme de recul consigné dans les ensembles de données à long terme portant sur la période allant de 1922 à 2010 (Brown et Robinson, 2011).

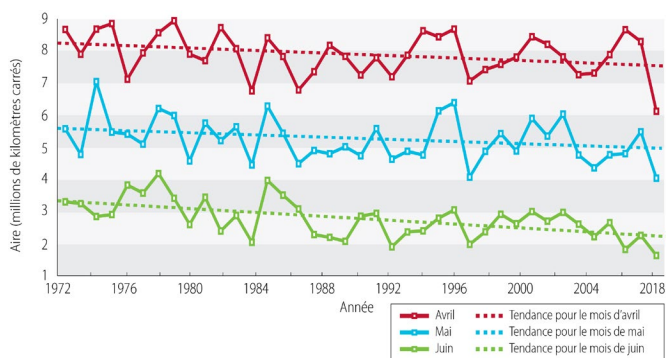


FIGURE 14 : Évolution de l'étendue de la couverture neigeuse printanière sur la masse terrestre canadienne, de 1972 à 2010, pour les mois d'avril (courbes rouges), de mai (courbes bleues) et de juin (courbes vertes) (source : Statistique Canada, 2012).

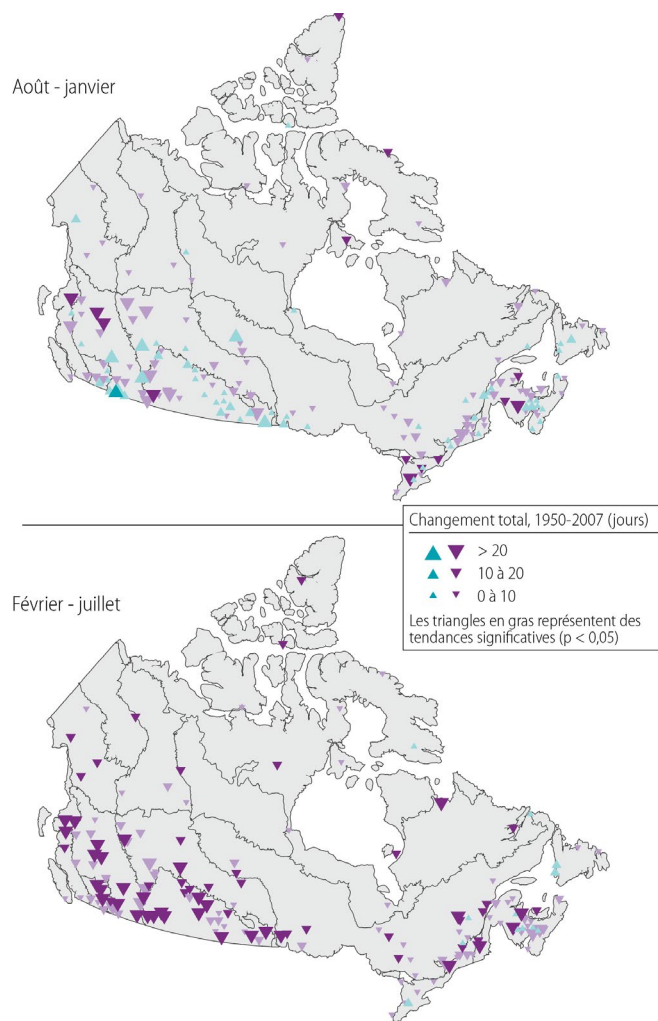


FIGURE 15 : Évolution du nombre de jours avec au moins 2 cm de neige au sol, de 1950 à 2007, durant a) la première moitié de la saison d'enneigement (d'août à janvier), ce qui révèle une modification de la date d'apparition de la couverture neigeuse, et b) la seconde moitié de la saison d'enneigement (de février à juillet), ce qui révèle une modification de la date de fonte de la couverture neigeuse. Les données ont été recueillies à partir d'observations quotidiennes de l'épaisseur de la couche de neige. Les régions délimitées sur la carte représentent des écozones terrestres (source : Zhang *et al.*, 2011b).

À l'échelle du Canada, si aucune tendance concernant la durée d'enneigement automnal n'a été constatée dans les observations quotidiennes de l'épaisseur de la couche de neige (figure 15), certaines stations ont toutefois signalé une tendance d'importance significative à l'apparition plus tardive de la couverture neigeuse. On a cependant constaté une tendance significative à l'apparition plus tardive de l'engel et de la couverture neigeuse dans l'Arctique depuis 1979 (p. ex., Markus *et al.*, 2009; Liston et Hiemstra, 2011).

La difficulté de mettre au point des scénarios présentant l'évolution future de la couverture neigeuse à l'aide de modèles climatiques mondiaux réside à la fois dans l'incapacité des modèles actuels à tenir compte de processus déterminants dans l'évolution de la couverture neigeuse et dans les lacunes relatives aux observations requises pour

effectuer une évaluation exhaustive des modèles (Callaghan *et al.*, 2011b). On prévoit des diminutions généralisées de la durée d'enneigement dans l'hémisphère nord (figure 16; Raisanen, 2008; Brown et Mote, 2009), les principaux changements étant anticipés dans les régions maritimes montagneuses telles que la côte ouest de l'Amérique du Nord. Cette extrapolation se fonde sur le fait que les précipitations hivernales dans ces régions sont très sensibles au moindre changement de température (Brown et Mote, 2009). Les modèles climatiques prévoient également une hausse de l'accumulation neigeuse maximale sous les latitudes boréales polaires en raison de l'augmentation des précipitations durant la saison froide.

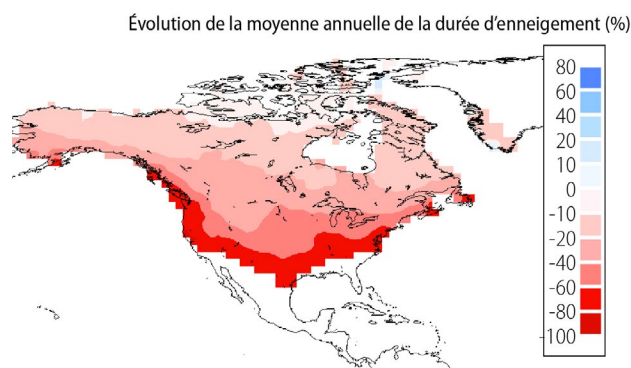


FIGURE 16 : Pourcentage des changements de la durée moyenne annuelle d'enneigement entre 1970 et 1999 et 2070 et 2099 en Amérique du Nord, extrapolé à partir du scénario d'émissions A2 du SRES du GIEC appliqué aux huit modèles climatiques mondiaux utilisés par Brown et Mote (2009, figure 10) (source : Ross Brown, Division de la recherche climatique).

3.3 GLACIERS

De nombreux glaciers peuvent être considérés comme des vestiges du dernier âge glaciaire qui s'est terminé il y a environ 10 000 ans, et ont donc subi une lente érosion (pas nécessairement continue) de leur point d'étendue maximale tout au long des millénaires. Toutefois, les glaciers peuvent également subir des changements assez rapides en raison de l'évolution des températures et des précipitations. Le retrait accéléré des glaciers, qu'on observe à de nombreux endroits depuis la fin du XX^e siècle, est probablement le résultat du réchauffement qui s'est produit au cours de cette période (Lemke *et al.*, 2007). Le bilan massique des glaciers (soit la différence entre le gain de masse résultant de l'accumulation de neige et de glace, et la perte de masse découlant de la fonte et du vêlage d'icebergs) est un indicateur fiable des changements climatiques, qui permet de suivre l'évolution des glaciers sur des échelles temporelles de plusieurs années ou de plusieurs décennies.

Les glaciers au Canada se trouvent essentiellement à deux endroits : dans les montagnes de la Cordillère nord-américaine, qui s'étend du Yukon jusqu'au sud de la Colombie-Britannique et de l'Alberta, et le long des côtes orientales de l'archipel arctique canadien, situé dans l'Extrême Arctique. Des pertes de masse significatives ont été observées dans les glaciers de ces deux régions depuis environ 1960 (figure 17; Service mondial de surveillance des glaciers, 2011). Des séries temporelles multidéennales démontrent que les changements ont été plus

importants pour les glaciers de la région de la Cordillère nord-américaine (sur les sites de Peyto, de Place et de Helm) que pour ceux de l'Extrême Arctique (stations de Devon nord-ouest, de Meighen et de White; figure 17). Les glaciers de la Cordillère ont, dans l'ensemble, des bilans massiques (soit les pertes massiques nettes) fortement négatifs et n'ont pas subi de fonte aussi importante depuis plusieurs millénaires (Demuth *et al.*, 2008). Par exemple, selon une analyse de l'évolution des glaciers du Yukon sur plusieurs décennies, environ 22 % de la zone émergée de ces glaciers a disparu au cours de la période de 50 ans, depuis 1957-1958 (Barrand et Sharp, 2010). Les glaciers en Colombie-Britannique et en Alberta ont respectivement perdu 11 et 25 % de leur surface émergée au cours de la période de 1985 à 2005 (Bolch *et al.*, 2010).

Les glaciers de l'Extrême Arctique, qui sont plus épais et d'une superficie plus importante, ne réagissent pas aussi rapidement aux changements climatiques régionaux. Si ces glaciers ont moins perdu de masse que ceux de la Cordillère, on constate néanmoins d'importants bilans massiques négatifs depuis le début des années 1960 jusqu'à la première décennie du XXI^e siècle (figure 17; Statistique Canada, 2010, Service de surveillance mondial des glaciers, 2011). Le taux de perte massique des glaciers de l'ensemble de l'Extrême Arctique a brusquement augmenté depuis 2005 en raison du réchauffement des températures estivales dans la région (Gardner *et al.*, 2011; Sharp *et al.*, 2011a). Le taux moyen de perte massique observé sur les quatre glaciers étudiés dans les îles de l'archipel de la Reine-Élisabeth entre 2005 et 2009 était près de cinq fois supérieur à la moyenne enregistrée sur environ 40 ans durant la période de 1963 à 2004 (Sharp *et al.*, 2011a). Les récentes séries d'étés chauds dans l'Arctique canadien ont également été liées aux importantes ruptures survenues dans les plateformes de glace flottante qui longe le nord de l'île d'Ellesmere (Copland *et al.*, 2007; Sharp *et al.*, 2011b; Pope *et al.*, 2012).

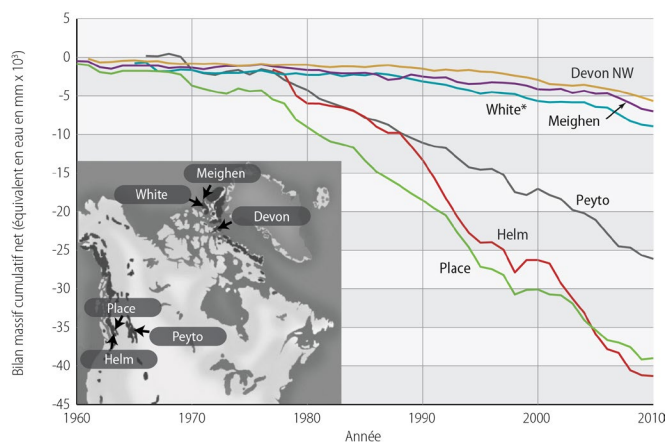


FIGURE 17 : Configuration du bilan massique net cumulatif des glaciers depuis le début des observations sur les sites de référence situés dans l'Extrême Arctique canadien (calottes glaciaires de Devon et de Meighen, et glacier White*), les Rocheuses canadiennes (glacier Peyto) et les monts Cascades, ainsi que la partie sud de la chaîne Côtière (glaciers Helm et Place). Les valeurs représentent l'évolution moyenne de l'épaisseur sur la superficie du glacier (équivalent en eau exprimé en $\text{mm} \times 10^3$). Carte en médaillon : emplacement de chacun des sites du panneau A. *Les données relatives au glacier White ont été reproduites avec l'aimable autorisation de l'Université Trent (source : Ressources naturelles Canada, Commission géologique du Canada).

L'évolution du bilan massique des glaciers dans l'Extrême Arctique canadien est essentiellement attribuable aux changements relatifs à la fonte estivale, puisque l'accumulation neigeuse ne varie pas beaucoup d'une année à l'autre. Étant donné que la grande sensibilité des glaciers de l'Extrême Arctique à la température fera plus que contrebalancer les hausses de précipitations anticipées, on s'attend à ce que le réchauffement constant favorise l'ablation continue des glaciers. Les glaciers de l'Arctique devraient être une cause importante de l'élévation du niveau de la mer au XXI^e siècle (Gardner *et al.*, 2011; Radić et Hock, 2011; Lenaerts *et al.*, 2013; voir aussi la section 5.4). La constante réduction de l'étendue des glaciers devrait contribuer à une diminution du ruissellement à long terme et avoir une incidence sur la disponibilité de l'eau des rivières alimentées par les glaciers, ce qui aura des répercussions sur l'habitat aquatique et sur plusieurs activités humaines, notamment la production d'hydroélectricité (Sharp *et al.*, 2011a).

3.4 GLACE D'EAU DOUCE

À l'aide des données sur la couche de glace recueillies de 1950 à 2005, des tendances à la fonte précoce ont été observées dans la majeure partie du pays, mais plus particulièrement dans l'ouest (figure 18; Duguay *et al.*, 2006; Latifovic et Pouliot, 2007). Aucune tendance significative n'a été observée en ce qui concerne les dates d'englacement des lacs (Duguay *et al.*, 2006). Une tendance à la rupture plus précoce de la glace de rivière a également été observée tout au long de la seconde moitié du XX^e siècle, notamment dans l'ouest du Canada (Beltaos et Prowse, 2009). L'englacement des rivières se caractérise par sa complexité spatiale, et bien que l'on ait constaté que la glace se formait plus tard à certains endroits, aucune tendance constante n'a été observée à l'échelle du Canada (Beltaos et Prowse, 2009).

La variabilité climatique interne à grande échelle (voir l'encadré 3) a également une incidence sur l'évolution de la couche de glace lacustre (p. ex., Bonsal *et al.*, 2006; Wang *et al.*, 2012). Les effets les plus marqués sont généralement attribuables à la variabilité du Pacifique, bien que les régions situées à l'extrême est du Canada soient plus touchées par l'oscillation nord-atlantique et que la région des Grands Lacs soit, quant à elle, soumise à la fois à la variabilité du Pacifique et à celle de l'Atlantique (Brown et Duguay, 2010).

Les modèles relatifs à la glace lacustre engendrés par le MRCC (scénario A2, voir l'encadré 4) présentent des extrapolations de l'état de la couche de glace au milieu du XXI^e siècle dans l'ensemble du Canada. On s'attend généralement à ce que la rupture de la couche de glace survienne entre une et trois semaines et demie plus tôt, tandis que l'engel devrait se produire jusqu'à deux semaines plus tard. La durée de la couverture de glace pourrait ainsi être réduite d'un mois en fonction de la profondeur du lac; les lacs plus profonds devraient subir une diminution plus importante (Brown et Duguay, 2011; Dibike *et al.*, 2012). La durée de la couverture de glace des rivières devrait également être réduite d'environ trois semaines, d'après l'évolution prévue de l'isotherme 0 °C (Prowse *et al.*, 2007). L'épaisseur maximale de la glace lacustre devrait diminuer de 10 à 30 cm, voire de plus de 40 cm dans certaines régions arctiques (Brown et

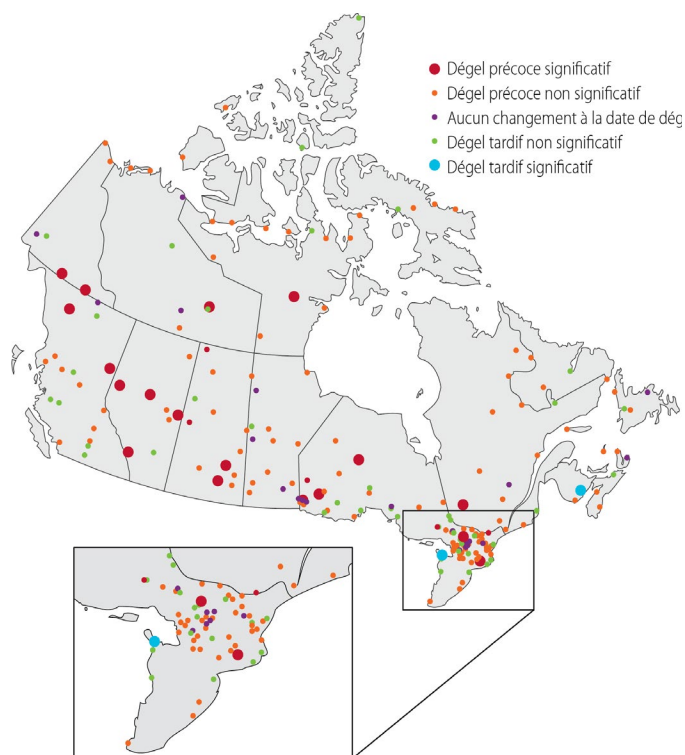


FIGURE 18 : Changements relatifs aux dates de dégel des lacs au Canada, de 1950 à 2005. Lacs pour lesquels une tendance d'importance significative a été observée à un niveau de confiance de 90 % et des mesures ont été prises durant au moins 60 % de la période comprise entre 1950 et 2005 (source : VeilleAuGel, 2008).

Duguay, 2011; Dibike *et al.*, 2012). L'évolution de l'épaisseur de la glace sera également touchée par la couverture neigeuse, dans la mesure où la diminution sera plus marquée s'il n'y a pas de couche de neige. On s'attend également à une importante baisse du nombre de régions de l'Extrême Arctique où l'on observe une couche de glace pérenne ou estivale (Brown et Duguay, 2011).

L'évolution prévue de la couche de glace aura une incidence sur le rôle des lacs dans les processus énergétiques, hydriques et biogéochimiques dans les régions froides, et devrait entraîner des changements au niveau des écosystèmes lacustres (Prowse *et al.*, 2011b). Le raccourcissement de la saison des glaces et la réduction de la glace d'eau douce auront des effets néfastes sur la durée et la stabilité des routes de glace d'hiver dans le nord du Canada (Furgal et Prowse, 2008; voir aussi le chapitre 8).

3.5 GLACE DE MER

De nombreuses études témoignent du recul de la couche de glace de mer arctique durant l'été tout au long de la période où l'on a pu avoir recours à l'imagerie satellite (soit de 1979 à aujourd'hui), ainsi que l'apparition d'une couche de glace plus récente et plus mince (Derksen *et al.*, 2012; Stroeve *et al.*, 2012a et les études auxquelles ils font référence). Les résultats présentés ci-après font état de tendances issues d'études récentes, qui s'appliquent particulièrement à la glace de mer dans les eaux canadiennes septentrionales (y compris les régions de l'Arctique et de la baie d'Hudson, ainsi que la partie nord de la côte Est). Les principaux indicateurs de suivi des changements utilisés sont l'étendue des glaces à la fin de l'été (en septembre), soit au moment de l'année où la couche de glace de mer est à son minimum, et l'étendue des glaces à la fin de l'hiver (en mars), soit lorsque la couche atteint son maximum.

Le recul de l'étendue de la glace de mer arctique en septembre, mentionné dans l'évaluation de 2008 (Lemmen *et al.*, 2008), en fonction de données allant jusqu'à 2005, s'est poursuivi. Le recul observé au cours de la dernière décennie (1999-2010) s'est accéléré par rapport à ce qui avait été observé durant la période de 1979 à 1998 (Stroeve *et al.*, 2012a). Jusqu'à présent, les plus faibles étendues de glace de mer observées en septembre correspondent aux cinq étés qui s'étendent de 2007 à 2011 (Maslanik *et al.*, 2011; Perovich *et al.*, 2011; Comiso, 2012). L'étendue de la glace de mer a atteint un nouveau minimum absolu en septembre 2012, de 18 % inférieur au minimum absolu enregistré en 2007 (Perovich *et al.*, 2012). Durant la période d'observation de la glace de mer par satellite, l'étendue de la glace à la fin de l'été a diminué de 13 % par décennie (de 1979 à 2012). Une réduction de l'étendue maximale de glace de mer en hiver (au mois de mars) est devenue manifeste au cours des dix dernières années. La tendance à la baisse aurait progressé de 2,6 % par décennie depuis le début du recours à l'imagerie satellite, soit de 1979 à 2012 (Perovich *et al.*, 2012; figure 19). L'évolution de l'étendue de la glace de mer a été imputée à un ensemble de facteurs, soit le forçage associé à la hausse des niveaux de gaz à effet de serre dans l'atmosphère et la variabilité naturelle de la température de l'air, de la circulation atmosphérique océanique et de la température de l'océan (Min *et al.*, 2008; Stroeve *et al.*, 2012a).

Un certain nombre d'études ont fait état du passage d'une couverture glacielle anciennement caractérisée par une épaisse couche de glace pluriannuelle à une couverture de plus en plus caractérisée par une fine couche de glace de première année (Maslanik *et al.*, 2011; Comiso, 2012; Derksen *et al.*, 2012; Stroeve *et al.*, 2012a). L'étendue de la glace pluriannuelle dans l'océan Arctique (sauf dans la région de l'archipel arctique canadien) a diminué de 33 % en mars et de 50 % en septembre entre 1980 et 2011 (Maslanik *et al.*, 2011). La hausse de la variabilité de la couche de glace de mer en septembre, observée depuis le début des années 1990, a été associée à la progression de la jeune glace (Stroeve *et al.*, 2012a), dans la mesure où la glace de première année réagit rapidement aux conditions climatiques dominantes, soit qu'elle fonde rapidement durant les étés chauds, soit qu'elle se reforme de manière durable lorsque les températures sont suffisamment froides. La diminution du volume et de l'étendue de la glace de mer arctique liée au réchauffement climatique continu devrait se poursuivre au cours des prochaines décennies. Il y a de

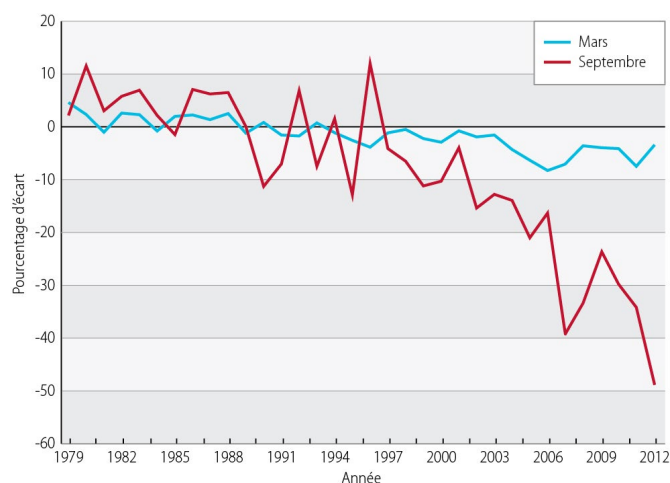


FIGURE 19 : Tendances de l'étendue de la glace de mer arctique durant la période de 1979 à 2012 présentées sous forme de séries temporelles des écarts exprimés en pourcentage de l'étendue de la glace en mars et en septembre, par rapport aux moyennes enregistrées pour la période allant de 1979 à 2000. Le taux de diminution de l'étendue de la glace en septembre et en mars est, respectivement, de 2,6 % et de 13 % par décennie (indiqué par la régression linéaire des moindres carrés). Les deux tendances sont d'importance significative (source : Perovich *et al.*, 2012).

fortes probabilités que, d'ici le milieu du siècle, la glace disparaisse presque complètement de l'océan Arctique durant l'été, ce qui signifie qu'on y trouverait presque exclusivement de la glace de première année alors que les éventuels vestiges de glace pluriannuels se retrouveraient possiblement dans la région de l'archipel arctique canadien (Meier *et al.*, 2011; Massonnet, *et al.*, 2012; Stroeve *et al.*, 2012b; Wang et Overland, 2012).

Un document sur l'évolution de la couche de glace dans les zones de glace de mer du Canada portant sur une longue période (remontant aux années 1960) a été préparé à l'aide de données historiques provenant des archives du Service canadien des glaces (Howell *et al.*, 2008a; Tivy *et al.*, 2011). Ces ensembles de données recueillies sur une longue période confirment le recul de la couche de glace estivale dans les eaux canadiennes septentrionales; la couche de glace de mer en été a diminué de 3 à 17 % par décennie entre 1968 et 2010. Le déclin est particulièrement visible dans le détroit d'Hudson et dans le nord de la mer du Labrador (figure 20). Dans la plupart des zones de glace de mer du Canada, la tendance observée depuis 1968 est moins importante que celle enregistrée depuis 1979 (Tivy *et al.*, 2011), ce qui témoigne d'une accélération du déclin au cours des dernières décennies. Les données ont également confirmé l'important recul de la glace pluriannuelle observé dans le sud de la mer de Beaufort et dans le bassin Foxe (où elle a, respectivement, diminué de 16 % et de 20 % par décennie; figure 20). Aucune diminution significative de la glace pluriannuelle n'a cependant été observée dans la région de l'archipel arctique canadien (AAC), ce qui s'explique par l'arrivée de glace pluriannuelle en provenance de l'océan Arctique (Howell *et al.*, 2009).

L'état de la glace dans l'AAC dépend dans une grande mesure des vents dominants. C'est la raison pour laquelle, en dépit des récentes saisons d'eaux libres observées plusieurs années de suite à la fin de l'été dans le passage du Nord-Ouest (PNO; Perovich *et al.*, 2011), l'état de la glace dans le PNO, y compris de la glace pluriannuelle qui peut y être présente, devrait rester variable et pourrait présenter un danger pour la navigation pendant un certain temps (Melling, 2002; Howell *et al.*, 2008a, b; Derksen *et al.*, 2012). Les extrapolations de modèles relatifs au futur état de la glace dans l'AAC corroborent cette conclusion (Sou et Flato, 2009; Stephenson *et al.*, 2011). Les diminutions prévues de la concentration et de l'épaisseur de la glace dans l'AAC (scénario A2) révèlent que la voie sud du PNO pourrait être ouverte en permanence à la navigation d'ici le milieu du siècle (d'après des facteurs d'accessibilité de l'ordre de 60 %, pour ce qui est de la concentration de la glace, et de moins de 1 m, pour ce qui est de son épaisseur). En revanche, l'accès à la voie passant par les eaux profondes du Nord restera restreint par la glace une grande partie du temps (~40 %; Sou et Flato, 2009). Stephenson *et al.* (2011) sont parvenus à une conclusion similaire, mais ne prévoient pas d'accès constant au PNO.

Des observations font également état d'un recul important de l'étendue de la glace de mer dans la région de Terre-Neuve-et-Labrador et dans le golfe du Saint-Laurent, en hiver seulement puisque le golfe est exempt de glace pendant l'été (Cavaliere et Parkinson, 2012; Hutchings *et al.*, 2012), bien que l'on ait eu noté une grande variabilité à l'échelle interannuelle et décennale dans les régions du sud (Colbourne *et al.*, 2012; Galbraith *et al.*, 2012b). Si les modèles du CMIP3 et du CMIP5 témoignent bien d'une diminution de l'étendue de la glace dans la région nord-ouest de l'Atlantique au cours des prochaines décennies, ils ne parviennent toutefois pas à cerner toutes les caractéristiques propres à la configuration

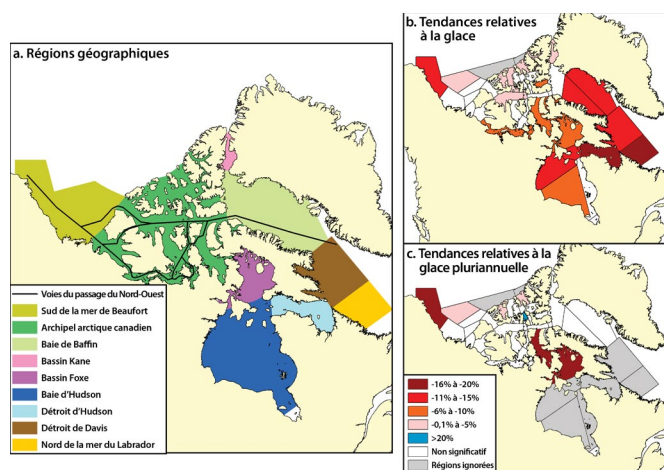


FIGURE 20 : Tendances estivales relatives à la zone totale de glace de mer (b) et à la zone de glace pluriannuelle (c) pour les zones de glace de mer du Canada (a), de 1968 à 2010 (valeurs exprimées en % par décennie). Seules les tendances d'importance significative à un niveau de confiance de 95 % sont présentées (source: Derksen *et al.*, 2012, actualisé à partir de Tivy *et al.*, 2011).

des glaces observées dans la région. Compte tenu de l'important recul de la glace de mer observé récemment dans le golfe du Saint-Laurent et au Grand Banc, ainsi que du réchauffement des températures de l'air qui devrait se poursuivre, on pourrait voir des hivers sans glace dans ces régions durant les années chaudes d'ici deux décennies (Hammil et Galbraith, 2012), mais une partie de la couche de glace devrait persister durant les années plus froides.

4. ÉVOLUTION DES RESSOURCES EN EAU DOUCE

Avec plus de 8500 rivières et 2 millions de lacs couvrant presque 9 % de sa masse terrestre totale, le Canada est considéré comme ayant d'importantes ressources hydriques (Monk et Baird, 2011). Cependant, plus des trois quarts du volume d'eau charriée par les rivières se trouve dans le nord, où la densité de la population et le développement sont faibles.

Il est difficile d'obtenir une perspective nationale de la disponibilité de l'eau douce, notamment en raison des importantes variations régionales dont font preuve le climat et les caractéristiques des bassins versants. Le prélèvement, dans les stations de jaugeage, de mesures sur le long terme dans des conditions proches de l'état naturel n'est pas équitablement réparti sur l'ensemble du territoire canadien. On constate des lacunes à cet effet dans l'archipel arctique, le sud des Prairies et certaines parties très développées du pays. Les récentes études sur les tendances et les répercussions des changements climatiques ont surtout été menées à l'échelle régionale. La présente étude utilise le ruissellement et l'écoulement fluvial, ainsi que le niveau des lacs, comme indicateurs des ressources en eau douce, et s'appuie sur les données d'observation à long terme, ainsi que sur la recherche menée sur ces indicateurs.

4.1 CHANGEMENTS OBSERVÉS DANS LA DISPONIBILITÉ DE L'EAU DOUCE

Tel que mentionné dans les sections précédentes, de nombreux facteurs climatiques clés du régime hydrologique subissent des changements à l'échelle du Canada. Par exemple, dans de nombreuses régions, la proportion des précipitations décroît à mesure que les chutes de neige diminuent; la superficie et la durée de la couverture neigeuse diminuent, ce qui a des répercussions sur le volume et le rythme de l'écoulement printanier; et la hausse de la température de l'air favorise, quant à elle, l'évapotranspiration et la perte d'eau dans l'atmosphère. Ces tendances ont des effets sur l'équilibre hydrique et se manifestent par une modification des périodes de disponibilité de l'eau et du volume d'eau disponible (Bates *et al.*, 2008).

4.1.1 ÉCOULEMENT FLUVIAL

De nombreuses stations de jaugeage dans l'ensemble du Canada (voir l'encadré 5) font état de changements dans le ruissellement et l'écoulement fluvial par rapport au débit moyen annuel, le débit médian pour certains mois, le débit maximal et le débit minimal annuels, le rythme et la durée des événements, ainsi que la variabilité de l'écoulement (voir le tableau 1). Les cycles varient cependant d'une région à l'autre (Gouvernements fédéral, provinciaux et territoriaux du Canada, 2010; Monk *et al.*, 2011). C'est durant les mois d'hiver (de décembre à février) que l'on a observé dans le plus grand nombre de stations de jaugeage une hausse significative du ruissellement. Le ruissellement médian du mois d'avril a également augmenté. Ces tendances peuvent être liées au réchauffement en hiver et au printemps. Le ruissellement a diminué de mai à septembre, en particulier durant le mois d'août (une tendance d'importance significative a été notée dans 28 % des stations; Monk *et al.*, 2011).

Les tendances de l'écoulement maximal annuel, généralement représentatives de la crue nivale associée à la fonte des neiges au printemps ainsi qu'aux épisodes pluvieux, accusent généralement une baisse (figure 21A) – seules 17 % des stations ont toutefois enregistré une tendance à la baisse d'importance significative (Gouvernements fédéral, provinciaux et territoriaux du Canada, 2010). L'écoulement minimal annuel a augmenté dans le nord-ouest et dans l'ouest du pays, tandis que l'étiage a diminué dans le sud du Canada (figure 21B). Des tendances annuelles et mensuelles similaires ont été observées dans d'autres études (Abdul-Aziz et Burn, 2006; Burn *et al.*, 2008, 2010; Khaliq; *et al.*, 2008; Cunderlik et Ouarda, 2009; Monk *et al.*, 2011, 2012). Les résultats d'analyse de tendances peuvent varier en fonction de la longueur de la période analysée et des variations naturelles se manifestant sur une décennie ou plus (Khaliq *et al.*, 2008; Chen et Grasby, 2009).

ENCADRÉ 5

ANALYSE DE L'ÉCOULEMENT FLUVIAL

De nombreux résultats présentés ici sont tirés de l'évaluation nationale intitulée *Rapport sur l'état et les tendances des écosystèmes* (Gouvernements fédéral, provinciaux et territoriaux du Canada, 2010; Monk et Baird, 2011), qui a permis d'établir une vision nationale des tendances hydrologiques pour la période de 1970 à 2005. Des données provenant de 172 stations de jaugeage de l'écoulement fluvial ont été recueillies grâce au Réseau hydrométrique de référence. Ces stations présentent des conditions pour ainsi dire « vierges », où l'utilisation de la terre et la couverture terrestre sont relativement stables et où l'incidence sur l'écoulement de la régularisation, du prélèvement et de la dérivation est minime (Brimley *et al.*, 1999; Harvey *et al.*, 1999).

4.1.2 NIVEAU DES LACS

Le niveau des lacs est un indicateur évident de l'équilibre hydrique, de l'influence humaine et des réserves d'eau (Williamson *et al.*, 2009). Bien que le Canada compte un grand nombre de lacs, le nombre restreint de stations d'observation lacustres ne permet pas d'évaluer à l'échelle nationale les tendances relatives au niveau des lacs. La présente section portera donc sur l'examen des récentes analyses régionales menées dans les Prairies et les Grands Lacs laurentiens, qui ont utilisé les niveaux phréatiques ainsi que l'apport d'eau net dans le bassin et ses composantes à titre d'indicateurs.

Variable	Description de la tendance
Ampleur du ruissellement médian mensuel	Peu de tendances émergent. Forte THS du ruissellement au mois d'avril; THS du ruissellement en décembre, janvier, février et mars; et TBS du ruissellement de mai à août
Ampleur du ruissellement minimal (1, 3, 7, 30 et 90 jours)	ATC en général, notamment pour les indicateurs ayant une période d'établissement de la moyenne plus longue. Environ un quart des sites affichent une TBS
Ampleur du ruissellement maximal (1, 3, 7, 30 et 90 jours)	ATC dans la majeure partie des cas, mais un grand nombre de sites (en particulier pour les indicateurs ayant une longue période d'établissement de la moyenne) affichent une TPB
Date du minimum annuel sur une journée	Peu de sites affichent des tendances d'importance significative. Près de la moitié des sites affichent une TPH relativement au minimum annuel tardif
Date du maximum annuel sur une journée	Peu de sites affichent des tendances d'importance significative. La majorité des sites affichent une tendance à un maximum annuel précoce
Fréquence des événements d'écoulement extrêmement faible	ATC pour la majorité des sites
Fréquence des événements d'écoulement extrêmement élevé	ATC pour la majorité des sites
Durée des événements extrêmes	ATC pour la majorité des sites Légère TBS de la durée des événements de faible impulsion
Rapidité des événements	Quelques sites présentent des tendances d'importance significative concernant la vitesse de montée et de baisse. TPH pour la vitesse de baisse et TPB pour la vitesse de montée dans le cas de près de la moitié des sites. THS de nombreux rappels dans un tiers des sites

TABLEAU 1 : Résumé des tendances nationales en matière d'écoulement fluvial, fondé sur l'analyse des résultats du *Rapport sur l'état et les tendances des écosystèmes* pour la période allant de 1970 à 2005, et sur l'examen des publications canadiennes portant sur les tendances hydrologiques (source : Monk *et al.*, 2011; Monk et Baird, 2011). Remarques : TBS - tendance à la baisse d'importance significative ($p < 0,1$); THS - tendance à la hausse d'importance significative ($p < 0,1$); ATC - aucune tendance claire ou tendance à la hausse et à la baisse; TPB - tendance portée à la baisse ($p > 0,1$ - c.-à-d. qui n'est pas significative) et TPH - tendance portée à la hausse ($p > 0,1$ - c.-à-d. qui n'est pas significative).

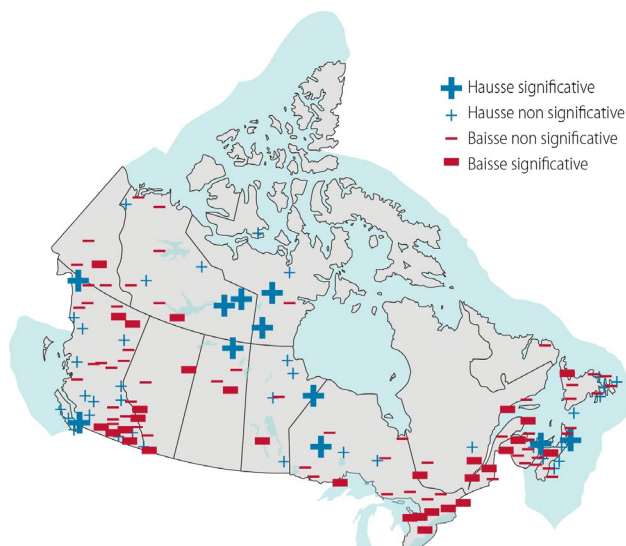


FIGURE 21 A : Tendances de l'écoulement fluvial maximal sur une journée des 172 rivières du Réseau hydrométrique de référence, entre 1970 et 2005 (source : Gouvernements fédéral, provinciaux et territoriaux du Canada, 2010).

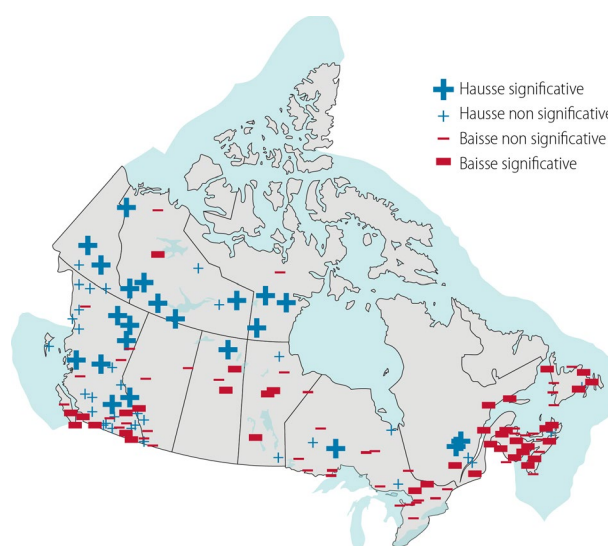


FIGURE 21 B : Tendances de l'écoulement fluvial minimal sur une journée des 172 rivières du Réseau hydrométrique de référence, entre 1970 et 2005 (source : Gouvernements fédéral, provinciaux et territoriaux du Canada, 2010).

LES PRAIRIES

Van der Kamp *et al.* (2008) ont créé une base de données sur les niveaux phréatiques observés et reconstruits de 16 bassins lacustres fermés dans les Prairies canadiennes semi-arides en vue d'étudier l'évolution à long terme des niveaux phréatiques. Les observations n'ont pas été menées de façon continue entre 1910 et 2006, mais la plupart portaient sur la période allant des années 1960 à nos jours. De nombreux lacs affichent une tendance à la baisse de leurs niveaux phréatiques, ce qui pourrait toutefois s'expliquer par la variabilité décennale. Il est probable que cette diminution soit le résultat d'une interaction dynamique entre la baisse du ruissellement et des précipitations et la hausse des pertes attribuables à l'évaporation. Toutefois, à partir des années 1960, certains lacs de la région centre-est de la Saskatchewan ont vu leurs niveaux phréatiques s'élever, phénomène peut-être attribuable aux changements climatiques, ainsi qu'à d'autres facteurs tels que les pratiques agricoles ou encore une modification de la couche terrestre et de l'utilisation du sol.

GRANDS LACS LAURENTIENS

Les niveaux phréatiques des Grands Lacs laurentiens varient. Les niveaux d'eau atteignent généralement leur maximum en été et sont au plus bas en hiver et au printemps. Des études ont cependant mis en évidence un début précoce du cycle saisonnier et des changements de l'amplitude des niveaux phréatiques (Argyilan et Forman, 2003; Lenters, 2004). Les niveaux phréatiques des lacs ont également subi des fluctuations interannuelles ou interdécennales de moins de 2 m (selon le lac) au cours de la période de 1918 à 2012 (Wilcox *et al.*, 2007; Pêches et Océans Canada, 2013a). La dernière période où des niveaux phréatiques élevés ont été enregistrés pour l'ensemble des Grands Lacs remonte aux années 1980. Les niveaux ont ensuite rapidement baissé, principalement entre 1997 et 2000 (Assel *et al.*, 2004). Les niveaux phréatiques des Grands Lacs d'amont (Supérieur, Michigan et Huron) observés entre 1998 et 2013 étaient bas. Les niveaux moyens mensuels du lac Michigan-Huron étaient au plus bas en décembre 2012 et en janvier 2013 (Environnement Canada, 2013; Pêches et Océans Canada, 2013b), alors que le niveau du lac Supérieur a atteint

son minimum absolu en août et en septembre 2007 (Pêches et Océans Canada, 2007). Un certain nombre de facteurs potentiels ont été cernés, notamment les changements climatiques, le relèvement tectonique et l'influence de l'homme sur l'environnement (p. ex., dragage des voies interlacustres; ÉIGLA, 2012). Une baisse similaire du niveau phréatique observée à la même époque dans des bassins d'infiltration voisins du Wisconsin semble indiquer que les variations climatiques régionales peuvent être un facteur commun (Stow *et al.*, 2008). La modification des niveaux phréatiques des Grands Lacs a également été associée aux modèles de circulation océanique et atmosphérique, à savoir l'oscillation multidécennale de l'Atlantique, l'oscillation décennale du Pacifique et l'oscillation australe El Niño (Ghanbari et Bravo, 2008; Hanrahan *et al.*, 2009; Wiles *et al.*, 2009).

L'alimentation en eau des Grands Lacs peut également être représentée par l'apport d'eau net dans le bassin – une évaluation quantitative des facteurs tels que les précipitations lacustres, le ruissellement et l'évaporation, qui ont une incidence sur les niveaux d'eau. L'analyse de ces facteurs sous-jacents et des tendances dans le lac Supérieur (1860-2007) et le lac Michigan-Huron (1860-2006) a mis en évidence l'existence d'une tendance linéaire négative dans les niveaux phréatiques (notamment depuis la fin du XX^e siècle), qui pourrait être liée aux changements observés dans les taux d'évaporation et de précipitations nettes (soit les précipitations moins l'évaporation; Sellinger *et al.*, 2008; Lamon et Stow, 2010). Les auteurs de l'ÉIGLA (2012) ont analysé en profondeur les tendances et les étapes charnières relatives aux composantes de l'équilibre hydrique pour la période allant de 1948 à 2008 (figure 22; voir aussi l'étude de cas 4 au chapitre 8). L'évaporation a augmenté dans l'ensemble des Grands Lacs depuis 1948, mais cette tendance a, dans la plupart des cas, été compensée par une hausse des précipitations. Ce n'est cependant pas le cas pour le bassin du lac Supérieur où, si l'évaporation a effectivement augmenté, les précipitations sont restées relativement constantes, entraînant ainsi une baisse au niveau des réserves d'eau. Étant donné que la majeure partie des tendances observées se situent dans la fourchette de variabilité naturelle, il n'est pas possible d'attribuer ces phénomènes aux changements climatiques (Hayhoe *et al.*, 2010).

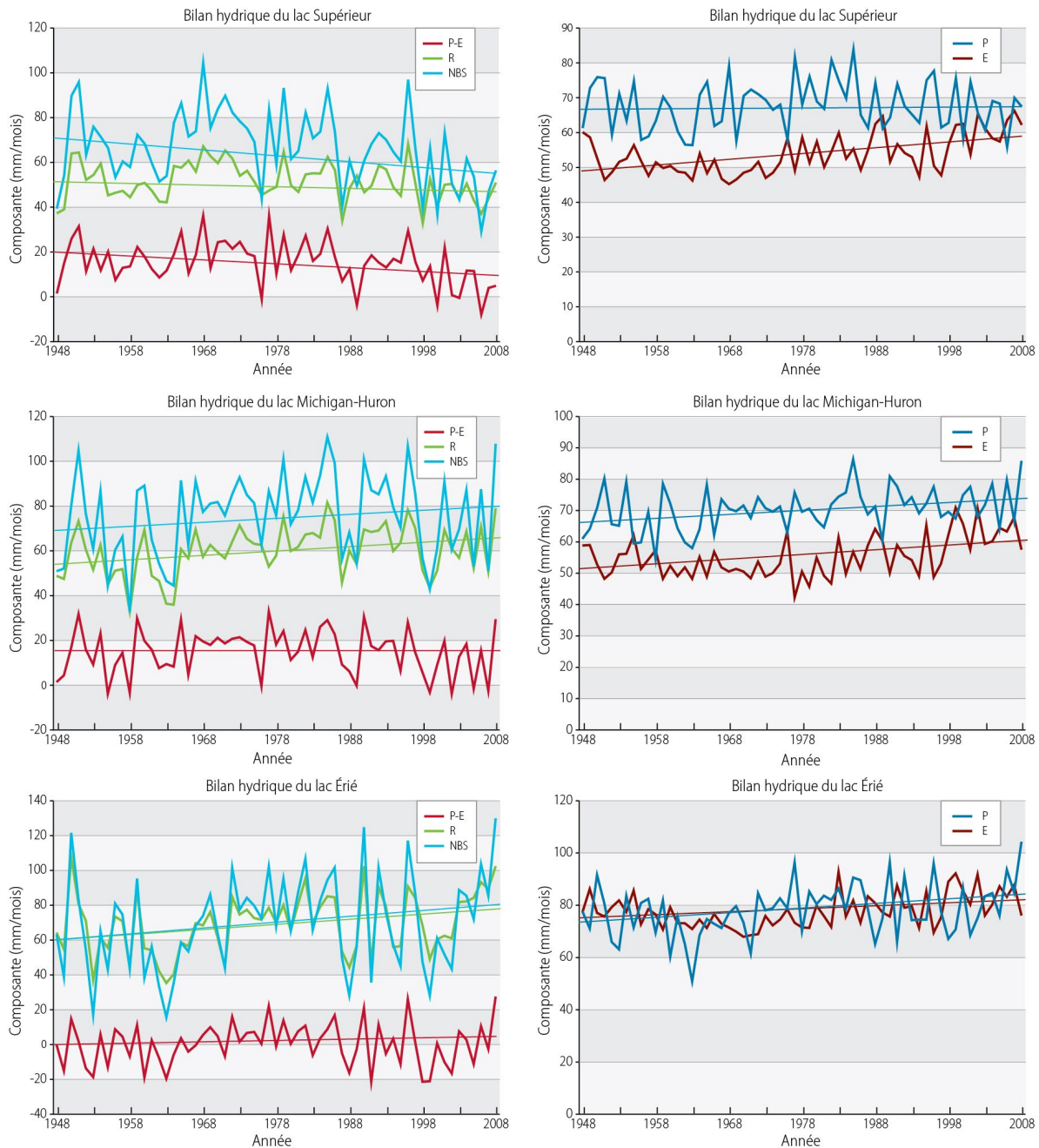


FIGURE 22 : Tendances de la moyenne des précipitations lacustres nettes (P), des précipitations moins l'évaporation (P-E), du ruissellement (R) et de l'apport d'eau net dans le bassin (AENB) pour la région haute des Grands Lacs de l'Amérique du Nord pour la période allant de 1948 à 2008 (source : ÉGLA, 2012, données tirées de Fortin et Gronewold, 2012).

4.2 EXTRAPOLATION DES CHANGEMENTS RELATIFS À L'EAU DOUCE

Aucune synthèse nationale des études portant sur les changements prévus des ressources en eaux de surface n'a été publiée depuis l'examen, effectué par Lemmen *et al.* (2008), des principales

conclusions pour chaque région. Cependant, plusieurs études régionales sur des bassins versants publiées depuis 2008 présentent des extrapolations du ruissellement en fonction de différents scénarios de changements climatiques (figure 23 et tableau 2).

Région	Projections	Principales références
Rivière Baker (Colombie-Britannique)	La plupart des scénarios pour les années 2050 prévoient une hausse de l'écoulement hivernal et une baisse de l'écoulement estival, ainsi qu'une baisse de l'équivalent en eau de la neige	Bennett <i>et al.</i> , 2012
Rivière Campbell (Colombie-Britannique)	Hausse de l'écoulement hivernal et baisse de l'écoulement estival dans les années 2050; pas de consensus sur l'évolution de l'écoulement annuel moyen	Schnorbus <i>et al.</i> , 2011, 2012; Bennett <i>et al.</i> , 2012
Ruisseau Trepanier, bassin de l'Okanagan (Colombie-Britannique)	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 <i>et al.</i> , 2012
Rivière Ingenika (Colombie-Britannique)	Hausse de l'écoulement hivernal dans les années 2050; pas de consensus sur l'évolution de l'écoulement estival	Bennett <i>et al.</i> , 2012
Fleuve Fraser (Colombie-Britannique)	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 <i>et al.</i> , 2012b
Rivière Athabasca (Alberta)	Diminution de l'écoulement moyen et de l'écoulement minimal annuels dans les années 2080	Kerkhoven et Gan, 2011; Shrestha <i>et al.</i> , 2012b
Sud des Prairies (affluents de la rivière Saskatchewan en Alberta et en Saskatchewan)	Diminution de l'écoulement annuel dans les années 2050, sauf dans le cas de la rivière Cline, en Alberta, qui subira une hausse en raison d'une augmentation importante de l'écoulement hivernal	Lapp <i>et al.</i> , 2009; Shepherd <i>et al.</i> , 2010; Forbes <i>et al.</i> , 2011; Kienzie <i>et al.</i> , 2012; St. Jacques <i>et al.</i> , 2012
Churchill (Manitoba)	En comparant différents modèles hydrologiques, on constate que deux extrapolations de modèles hydrologiques sur trois prévoient une hausse de l'écoulement annuel dans le cas d'un ensemble de scénarios climatiques, tandis que le dernier modèle prévoit, quant à lui, une diminution	Bohrn, 2012
Lac Winnipeg – Bassins du cours supérieur de la rivière Assiniboine et de la rivière Morris (Manitoba)	Hausse prévue de l'écoulement annuel pour le bassin du cours supérieur de la rivière Assiniboine, et dans le cas de la plupart des scénarios pour le bassin de la rivière Morris	Shrestha <i>et al.</i> , 2012a; Stantec, 2012
Ruisseau Spencer (Ontario)	Hausse de la moyenne annuelle, ainsi que de la moyenne automnale et hivernale de l'écoulement, et diminution du débit de pointe printanier (mars et avril)	Grillakis <i>et al.</i> , 2011
Rivière Credit (Ontario)	Prévisions variées concernant l'écoulement annuel	EBNFLO Environmental and AquaResource Inc., 2010
Grands Lacs (Ontario)	Diminution dans les années 2050 de l'apport d'eau net dans les bassins des lacs Michigan-Huron et Érié; peu de changement pour le lac Supérieur	Chen <i>et al.</i> , 2011; MacKay et Seglenieks, 2013
Affluents du Saint-Laurent, au Québec (y compris les rivières Richelieu, Saint-François, Yamachiche, Saint-Maurice et Batiscan)	Hausse dans les années 2050 de l'écoulement hivernal moyen, la plupart des scénarios anticipant une diminution de l'écoulement estival et une augmentation de l'écoulement annuel	Boyer <i>et al.</i> , 2010
Chaudière (Québec)	Pas de consensus sur les changements prévus dans les années 2020 pour l'écoulement annuel moyen	Quilbé <i>et al.</i> , 2008
Bassin de la rivière Pinus (Labrador, NL)	Hausse de la moyenne de l'écoulement fluvial annuel dans les années 2050, avec un pic printanier survenant deux semaines plus tôt que durant la période allant de 1971 à 2000	Roberts <i>et al.</i> , 2012

TABLEAU 2 : Récapitulatif de l'extrapolation des changements relatifs à l'eau douce. *Voir aussi* la figure 23.

La plupart des bassins versants du Canada sont touchés par l'accumulation neigeuse et les cycles de fonte. L'équivalent en eau maximum de la neige devrait décroître sur la côte de la Colombie-Britannique, dans les Provinces de l'Atlantique et dans la région des Grands Lacs et du Saint-Laurent, tandis que l'on s'attend à ce que la côte arctique du Nunavut enregistre une hausse (Brown et Mote, 2009).

Dans les bassins versants où se trouvent des glaciers, le recul, qui a déjà été constatée en Colombie-Britannique et en Alberta (Stahl *et al.*, 2008; Marshall *et al.*, 2011; Jost *et al.*, 2012), devrait se poursuivre à mesure que le climat se réchauffe. La fonte des glaces devrait avoir une incidence sur le ruissellement, notamment pendant l'été. Marshall *et al.* (2011) ont étudié le ruissellement des glaciers entre 2000 et 2007, ainsi que des extrapolations allant jusqu'en 2100

(à l'aide des scénarios B1 et A1B du SRES) pour les glaciers des montagnes Rocheuses qui alimentent les rivières Bow, Red Deer, Saskatchewan Nord et Athabasca, ainsi que la rivière de la Paix. Ils s'attendent à ce que le volume des glaciers diminue de 80 % (Athabasca) à 100 % (Red Deer). Les changements anticipés dans le ruissellement des glaciers entre 2000 et 2050 dans le cas du scénario A1B sont de -80 % pour la rivière Saskatchewan Nord, de -100 % pour les rivières Bow et Red Deer, de -75 % pour la rivière de la Paix et de -60 % pour la rivière Athabasca. Comme le ruissellement des glaciers a constitué environ 7 % de l'écoulement estival alimentant les rivières Bow et Saskatchewan Nord durant la période allant de 2000 à 2007, les diminutions prévues doivent être prises en considération dans l'extrapolation relative à l'écoulement durant les périodes d'étiage en été et à l'automne. Des études sont également disponibles pour les bassins versants comprenant des glaciers en Colombie-Britannique (Stahl *et al.*, 2008; Bürger *et al.*, 2011; Jost *et al.*, 2012).

Angel et Kunkel (2010) ont récemment évalué les futurs niveaux des eaux dans le bassin des Grands Lacs sur trois périodes du XXI^e siècle (relatives à la période allant de 1970 à 1999), en s'appuyant sur plus de 500 scénarios fondés sur le modèle climatique mondial (MCM) renforcés par les scénarios d'émissions B1, A1B et A2. Si la majeure partie des simulations prévoient une diminution du niveau phréatique, une hausse n'est cependant pas à exclure. Les écarts des prévisions pour la période allant de 2050 à 2064 concernant le niveau du lac Michigan-Huron vont d'une baisse de 1,5 mètre à une hausse de plus d'un mètre. En s'appuyant sur la recherche disponible, et en particulier sur les résultats récemment obtenus grâce au MCR (p. ex., MacKay et Seglenieks, 2013), les auteurs de l'Étude internationale des Grands Lacs d'amont (ÉIGLA) ont conclu qu'à court terme, les diminutions des niveaux phréatiques ne devraient pas être aussi extrêmes que le laissaient entendre les

extrapolations faites dans les premières études sur les changements climatiques, et que si l'on peut s'attendre à une baisse des niveaux d'eau, on doit aussi tenir compte de la possibilité d'une hausse du niveau phréatique dans la gestion et la planification des ressources en eau (ÉIGLA, 2012).

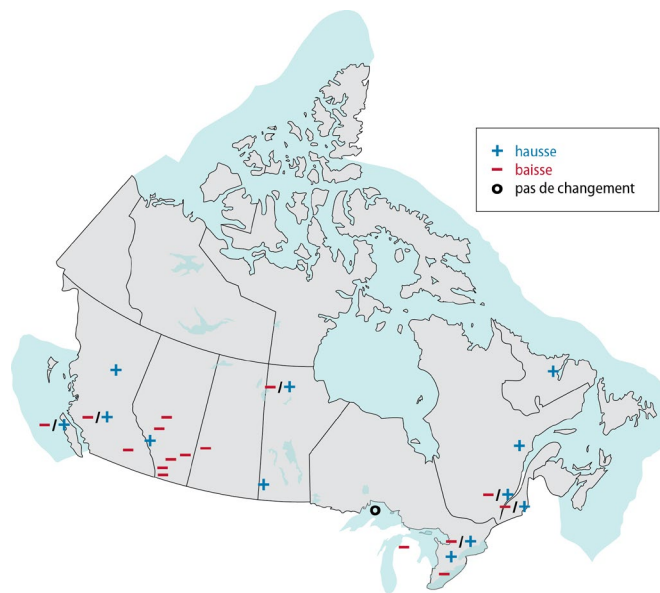


FIGURE 23 : Changements prévus de l'écoulement annuel dans les années 2050 à partir des résultats de recherche publiés entre 2008 et 2013. Le symbole « -/+ » signifie que pour un site donné, les prévisions du scénario comprennent à la fois des augmentations et des diminutions. Les sources sont indiquées au tableau 2.

5. ÉVOLUTION DU CLIMAT OCÉANIQUE

Entouré de trois océans et de plateaux continentaux, le Canada a une longue ligne de côte qui comprend bon nombre d'échancrures, de détroits, d'estuaires et de mers littorales. Les changements climatiques océaniques ont été abordés dans les chapitres que Lemmen *et al.* (2008) ont consacré à chaque région, et sont brièvement examinés ici afin de fournir un contexte aux chapitres thématiques de ce rapport actualisé.

La figure 24 synthétise de façon schématique les principaux changements climatiques océaniques observables à grande échelle tels que le réchauffement et l'augmentation de la quantité de dioxyde de carbone (CO₂) dans la partie supérieure de l'océan (ce qui contribue à l'élévation du niveau de la mer et à la diminution du pH), la réduction de la glace de mer et la dessalure dans les zones de hautes latitudes, ainsi que l'augmentation de la salinité de surface dans les zones de basses latitudes.

5.1 TEMPÉRATURE OCÉANIQUE

Les ensembles de données d'observations à l'échelle du Canada démontrent bien l'incidence des changements climatiques sur la température, la salinité, le taux d'acidité, le niveau des eaux et les autres variables océaniques (Hutchings *et al.*, 2012; Christian et Foreman, 2013, Loder *et al.*, 2013a; Steiner *et al.*, 2013). Cependant, le défi consiste à savoir distinguer la variabilité anthropique de la variabilité naturelle dans les séries temporelles relativement brèves dont on dispose pour la plupart des variables. On constate une importante variabilité naturelle atmosphérique et océanique à l'échelle décennale dans plusieurs régions (voir l'encadré 3). Cette variabilité a à son tour d'importantes répercussions à l'échelle régionale sur les éléments océaniques tels qu'El Niño dans le Pacifique et le courant du Labrador dans l'Atlantique.

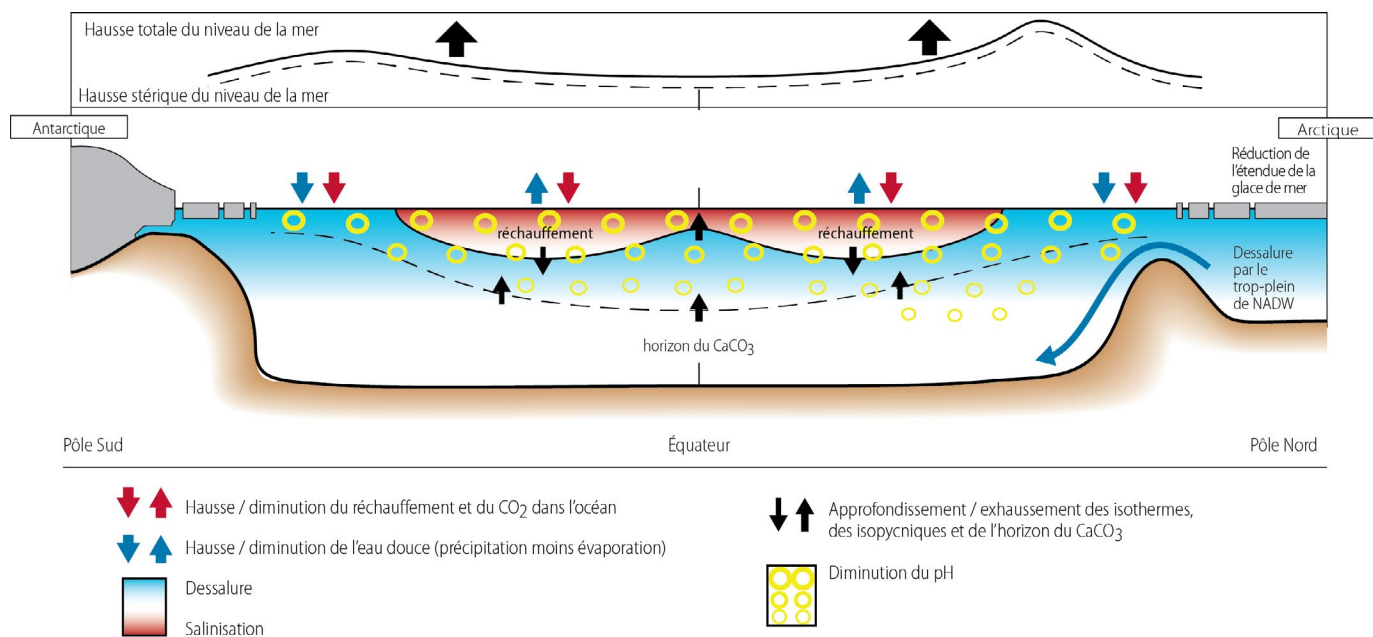


FIGURE 24 : Profil schématique des principaux changements climatiques observés dans l'océan. La légende indique s'il s'agit d'une hausse ou d'une baisse. Dans le texte, l'élévation du niveau « total » de la mer fait référence à l'élévation du niveau « absolu » de la mer, et l'« horizon » du CaCO_3 (carbonate de calcium), à la « profondeur de saturation » (source : Bindoff *et al.*, 2007).

5.1.1 CÔTE DU PACIFIQUE

Des tendances au réchauffement à long terme d'environ $0,1\text{ }^\circ\text{C}$ par décennie se dégagent des observations des températures des eaux côtières effectuées à différents phares de la Colombie-Britannique au cours des 75 dernières années, et des observations de la ligne P³ menées au large dans la partie supérieure de l'océan (à une profondeur comprise entre 10 de 50 m) dans le nord-est du Pacifique au cours des 55 dernières années (figure 25; Irvine et Crawford, 2012). Les températures de la partie supérieure de l'océan au large de la Colombie-Britannique témoignent d'une forte variabilité naturelle associée à El Niño, La Niña et l'ODP. Les températures relevées ces dernières années ont notamment été plus froides qu'au cours des deux décennies antérieures, en raison d'un régime climatique observable à l'échelle du Pacifique et attribuable aux épisodes de La Niña. Les eaux de subsurface (de 100 à 150 m) bordant la ligne P affichent une tendance au réchauffement plus faible (environ $0,05\text{ }^\circ\text{C}$ par décennie) et une variation sur dix ans similaire à celle de la couche supérieure de l'océan. Ces tendances au réchauffement concordent sur le plan qualitatif avec les ensembles de données portant sur les analyses globales de la surface des océans (Yasunaka and Hanawa, 2011) et de la température de subsurface (Bindoff *et al.*, 2007), qui indiquent une tendance généralisée au réchauffement de l'océan dans le nord-est du Pacifique au cours du siècle dernier.

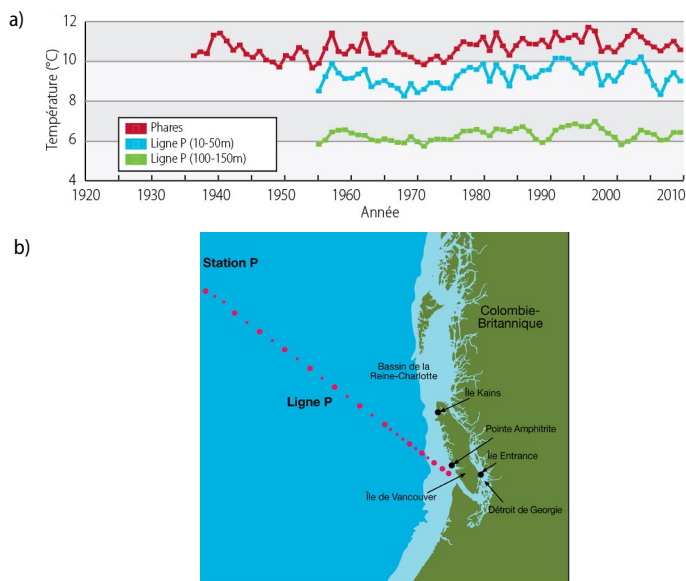


FIGURE 25 : a) Indices moyens annuels de température de l'océan Pacifique au large de la Colombie-Britannique, à partir des données des programmes de surveillance du MPO présentées dans Irvine et Crawford (2012). L'indice des phares (Lighthouses index) est la moyenne de température en surface mesurée quotidiennement à la pointe Amphitrite, à l'île Entrance et à l'île Kains (Chandler, 2012), tandis que les indices de la ligne P sont fondés sur la figure 12 de Robert *et al.* (2012). Les tendances (qui sont, respectivement, de $0,1$, $0,09$ et $0,05\text{ }^\circ\text{C}$ par décennie pour les trois séries temporelles) diffèrent toutes significativement de la valeur zéro à un niveau de confiance de 95 %. b) Carte de localisation des stations d'observation de l'océan Pacifique.

³ La ligne P est une ligne de surveillance de Pêches et Océans Canada (MPO) qui regroupe 26 stations océanographiques, et qui s'étend à environ 1400 km au large de la côte sud-ouest de l'île de Vancouver jusqu'à l'ancien emplacement de la station météorologique océanique Papa, dans le golfe de l'Alaska (Crawford *et al.*, 2007; figure 25b).

5.1.2 CÔTE DE L'ATLANTIQUE

Au large du Canada atlantique, les observations de la température de la partie supérieure de l'océan effectuées au cours des 60 à 80 dernières années dans les régions de latitudes tempérées jusqu'à l'ouest du Grand Banc (notamment la baie de Fundy; figure 26) révèlent généralement des tendances au réchauffement d'une ampleur semblable à celle observée dans le Pacifique. Les tendances au réchauffement sont évidentes aussi bien dans les eaux de surface qu'à proximité du fond dans le golfe du Saint-Laurent (Galbraith *et al.*, 2012a) et le plateau néo-écossais (Hebert *et al.*, 2012). Le réchauffement superficiel du golfe correspond à la hausse des températures de l'air (Galbraith *et al.*, 2012b), et le taux de réchauffement le plus élevé à proximité du fond est associé à une influence grandissante des eaux subtropicales du Gulf Stream (Gilbert *et al.*, 2005).

En revanche, il n'y a eu aucune tendance d'importance significative au réchauffement au cours des 60 à 80 dernières années dans la partie supérieure (150 m) de la mer du Labrador et du plateau de Terre-Neuve (figure 26), où prédomine la variabilité naturelle sur dix ans, essentiellement attribuable à l'oscillation nord-atlantique et à l'oscillation multidécennale atlantique (Yashayaev, 2007; CIEM, 2011; Loder *et al.*, 2013b). L'absence d'une tendance à long terme dans cette région correspond à l'absence de réchauffement de la température de l'eau et de l'air en surface dans une vaste région au sud du Groenland au cours du siècle dernier (Trenberth *et al.*, 2007; Yasunaka et Hanawa, 2011). L'océan s'est réchauffé au cours des 20 à 30 dernières années dans la région de Terre-Neuve-et-Labrador.

5.1.3 CÔTE ARCTIQUE

Il n'y a pas de longues séries temporelles sur la température océanique du Canada arctique, mais les signes manifestes de réchauffement découlant des observations de la température de l'air et de la glace de mer, conjugués aux études océaniques disponibles et aux simulations de modèles (Galbraith et Larouche, 2011; Timmermans, 2012) témoignent d'un réchauffement de la partie supérieure de l'océan dans la plupart des régions.

5.1.4 EXTRAPOLATIONS

Les extrapolations faites à partir des modèles du CMIP3 et du CMIP5 (voir l'encadré 4) révèlent un réchauffement généralisé de la partie supérieure de l'océan autour du Canada au cours du XXI^e siècle, ainsi qu'une importante variabilité saisonnière et spatiale (Meehl *et al.*, 2007b; Capotondi *et al.*, 2012). L'augmentation des températures en surface prévue, pour la période allant de 2051 à 2100 par rapport à la période allant de 1951 à 2000, à partir des modèles du CMIP3 pour le scénario A1B se situe généralement dans la fourchette de 1 à 3°C (Capotondi *et al.*, 2012). La partie septentrionale de l'Atlantique Nord au sud du Groenland fait figure d'exception : la plupart des modèles y indiquent un réchauffement moins important, vraisemblablement lié à la baisse du transport de la chaleur vers le nord par la circulation méridienne de retournement de l'Atlantique (Drijfhout *et al.*, 2012; Hutchings *et al.*, 2012). On ignore toutefois dans quelle mesure cette anomalie de la température océanique prévue s'étendra aux eaux côtières du Labrador et de Terre-Neuve, compte tenu des difficultés qu'éprouvent les modèles mondiaux à résoudre le problème que pose la variabilité glace-océan dans la mer du Labrador (de Jong *et al.*, 2009).

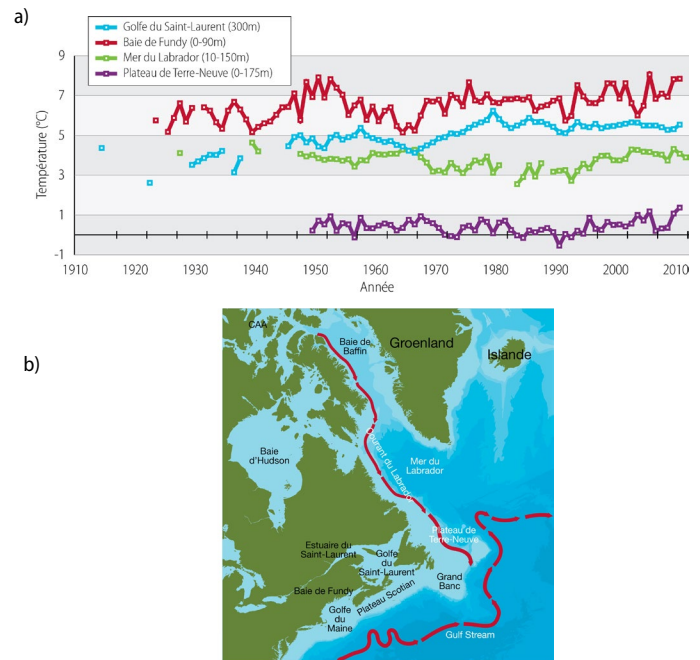


FIGURE 26 : a) Indices moyens annuels de température au large du Canada atlantique issus des programmes de surveillance du MPO. Les séries temporelles de la baie de Fundy (BF; Hebert *et al.*, 2012) proviennent de la station Prince 5 de la baie Passamaquoddy, où des échantillons sont prélevés régulièrement depuis 1926, tandis que les séries temporelles du plateau de Terre-Neuve (PTN; Colbourne *et al.*, 2012) sont issues de la station 27 située au large de St. John's, où des échantillons ont été prélevés pratiquement chaque mois depuis 1950. Les séries temporelles du golfe du Saint-Laurent (GSL), qui concernent les eaux proches du fond (Galbraith *et al.*, 2012a), et celles du centre de la mer du Labrador (ML), qui proviennent des environs de l'ancienne station météorologique océanique Bravo (Yashayaev et Greenan, 2012), reposent sur l'ensemble des données disponibles. Les tendances pour les séries temporelles de la BF et du GSL (respectivement de 0,14 et 0,22 °C par décennie) sont significatives à un niveau de confiance de 95 %, ce qui n'est pas le cas de celles du PTN et de la ML. b) Carte de localisation des stations d'observation de l'océan Atlantique.

5.2 SALINITÉ ET STRATIFICATION DE LA DENSITÉ DES OCÉANS

5.2.1 SALINITÉ

La salinité des océans est une composante clé du climat océanique et des écosystèmes marins dans la mesure où elle permet, si l'on tient également compte de la température et de la pression (profondeur), de déterminer la densité de l'eau de mer, soit un facteur qui peut à son tour avoir une incidence sur la circulation océanique, la stratification verticale de la densité et le mélange des eaux en profondeur. Étant donné que la salinité varie en fonction des précipitations, de l'évaporation, du ruissellement d'eau douce en provenance du continent, de la fonte ou du gel de la glace de mer, ainsi que de la circulation océanique et du mélange des eaux,

elle est plus sensible à la variabilité spatiale qu'au changement des températures. En dehors des zones de glace de mer et de ruissellement continental, le recours aux changements du taux de salinité de l'océan permet également d'en arriver à certaines déductions au sujet des changements du cycle hydrologique (soit les précipitations moins l'évaporation) qui s'opèrent à la surface de l'océan (p. ex., Helm *et al.*, 2010).

La salinité dans la plupart des sites situés au large des côtes canadiennes du Pacifique et de l'Atlantique a été fortement touchée au cours des 60 à 80 dernières années par une variabilité à l'échelle décennale semblable à celle observée dans le cas de la température océanique (Petrie, 2007; Yashayaev, 2007; Irvine et Crawford, 2012). Les tendances à long terme sont faibles (< 0,1 us⁴ par décennie; figures 27 et 28). Certaines régions comptent également différentes variations locales, vraisemblablement liées à l'écoulement des rivières. Il y a des signes d'une baisse à long terme de la salinité à faible profondeur au-dessus et au large du plateau du Pacifique, et d'une hausse dans le détroit de Georgie, et à 150 m de profondeur à la station P (figure 27; Chandler, 2012; Freeland, 2013). Les diminutions des valeurs à la surface des zones extracôtières correspondent à la baisse à grande échelle observée dans le nord-est du Pacifique (Durack et Wijffels, 2010).

La salinité à long terme sur la côte atlantique, qui a peu changé par rapport à la variabilité à l'échelle décennale, varie en fonction de l'endroit et de la profondeur dans certaines zones (figure 28; CIEM, 2011). Sur le plateau néo-écossais, dans le golfe du Saint-Laurent et dans la baie de Fundy, une tendance générale à la baisse de la

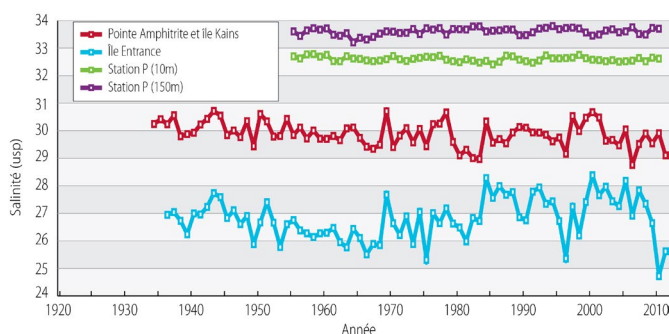


FIGURE 27 : Indices moyens annuels de salinité de l'océan Pacifique au large de la Colombie-Britannique, à partir des données des programmes de surveillance du MPO présentées dans Irvine et Crawford (2012). Les valeurs sont exprimées en unités de salinité pratique (usp), soit en parties par milliers. Les séries temporelles des phares (pointe Amphitrite, îles Kains et Entrance) sont tirées de Chandler (2012), tandis que les séries temporelles de la station P, qui proviennent de l'ancienne station météorologique océanique Papa, sont des mises à jour des données publiées par Whitney *et al.* (2007). Les tendances pour la station P (-0,01 et +0,02 us⁴ par décennie, respectivement, à 10 et 150 m), et pour la pointe Amphitrite et l'île Kains (-0,06 us⁴ par décennie) sont significatives à un niveau de confiance de 95 %, tandis que la tendance pour l'île Entrance (+0,07 us⁴ par décennie) est d'importance significative à un niveau de confiance de 93 %. Voir l'emplacement des sites sur la figure 25b.

salinité a été observée dans les eaux proches de la surface, tandis qu'une hausse a été observée dans les eaux à proximité du fond, phénomène qui correspond à la montée des eaux subtropicales en direction du pôle (Gilbert *et al.*, 2005; Hebert *et al.*, 2012; Wu *et al.*, 2012). La variabilité de la salinité au large de Terre-Neuve-et-Labrador est également dominée par la variabilité à l'échelle décennale (Yashayaev, 2007; Colbourne *et al.*, 2012). Aucun changement net n'a été observé en 80 ans dans la mer du Labrador; seule une légère tendance négative a été observée sur le plateau de Terre-Neuve. Des observations plus limitées, menées dans l'Arctique, font état d'un refroidissement dans la plupart des régions et d'une hausse de la salinité dans d'autres (p. ex., Timmermans, 2012).

Compte tenu de l'intensification du cycle hydrologique et de la fonte de la glace terrestre et marine qui devraient d'ici peu toucher les latitudes boréales, on s'attend à une baisse de la salinité à long terme dans les zones de moyenne et de haute latitude telles celles au large du Canada (Meehl *et al.*, 2007b; Capotondi *et al.*, 2012). La baisse prévue de la salinité en surface pour la période allant de 2051 à 2100, par rapport à celle allant de 1951 à 2000 selon les modèles du CMIP3 pour le scénario A1B, se situe généralement dans la fourchette de -1 à -0,4 us⁴ (Capotondi *et al.*, 2012). La pente continentale et les eaux profondes de plateau situées entre le golfe du Saint-Laurent et le golfe du Maine constituent l'exception, dans la mesure où leur degré de salinité devrait atteindre + 0,4 us⁴ en raison de la circulation des eaux subtropicales en direction de l'Atlantique Nord et de la hausse du taux d'évaporation subtropicale.

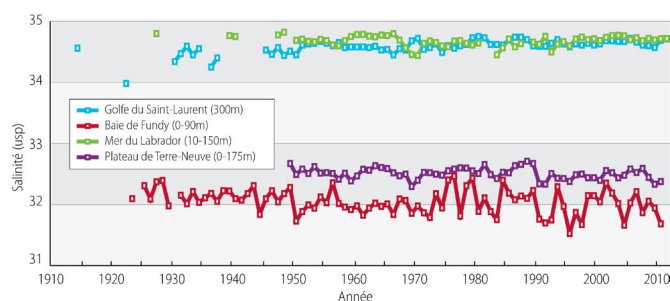


FIGURE 28 : Indices moyens annuels de salinité au large du Canada atlantique issus des programmes de surveillance du MPO. Les sources de données et les sites sont les mêmes que dans le cas de la température (illustré à la figure 26). La tendance à la baisse observée dans la BF (-0,02 us⁴ par décennie) et la tendance à la hausse enregistrée en profondeur dans les eaux du GSL (+0,03 us⁴ par décennie) sont d'importance significative à un niveau de confiance de 95 %. La tendance à la baisse observée pour le PTN (-0,01 us⁴ par décennie) est d'importance significative à un niveau de confiance de 94 %, tandis que la tendance pour la ML n'est pas d'importance significative. Voir l'emplacement des sites sur la figure 26b.

⁴ Unité de salinité pratique, qui est calculée à partir des propriétés de conductivité de l'eau de mer. Elle correspond aux parties par milliers (ppm) ou aux grammes de sel par kilogramme d'eau (g/kg).

5.2.2 STRATIFICATION VERTICALE DE LA DENSITÉ

La variation saisonnière de la stratification verticale de la densité des eaux dans la partie supérieure de l'océan est un élément très important de la biogéochimie océanique et des écosystèmes marins (voir l'encadré 6). Conjugée au vent et à l'énergie marémotrice, elle a une incidence sur l'échange vertical d'importantes quantités de matières solubles en suspension, et influe donc ainsi sur la ventilation atmosphérique (p. ex., CO₂ et oxygène) des eaux de subsurface, l'approvisionnement ascendant en nutriments des eaux proches de la surface, où se trouve le phytoplancton, la suspension du phytoplancton et la vitesse à laquelle les matières particulaires sombrent à de plus grandes profondeurs.

ENCADRÉ 6

STRATIFICATION DE LA DENSITÉ OCÉANIQUE

La densité de l'eau de mer varie en fonction de la température, de la salinité et de la profondeur. La stratification de la densité océanique a trait au gradient vertical de la densité de l'eau aux termes duquel l'eau légère, relativement chaude et généralement douce à proximité de la surface se superpose à l'eau de subsurface plus froide et plus dense. Une importante stratification saisonnière peut être observée dans la partie supérieure de l'océan au printemps et en été, du fait du réchauffement de l'eau à faible profondeur par le rayonnement solaire et le réchauffement atmosphérique, et de sa dessalure, en raison du ruissellement continental. La forte stratification (gradients de forte densité) a tendance à réduire le mélange en profondeur des eaux dans l'océan. La variabilité spatiale et temporelle de la stratification joue donc un rôle important dans le mélange, aussi bien de la chaleur et du CO₂ vers les profondeurs, que des nutriments (nécessaires au développement planctonique) vers les couches supérieures de l'océan.

Le réchauffement planétaire provoque une stratification verticale accrue de la partie supérieure de l'océan dans la plupart des régions, en raison du réchauffement, et donc de la perte de densité, des eaux de surface. On s'attend à ce que cette tendance soit renforcée par la dessalure (et donc par un plus grand allègement) dans la majeure partie des eaux de surface limitrophes du Canada (Capotondi *et al.*, 2012). Les tendances de la température et de la salinité observées à long terme au large des côtes canadiennes du Pacifique et de l'Atlantique contribuent à l'augmentation à long terme de la stratification dans de nombreuses régions (Colbourne *et al.*, 2012; Hebert *et al.*, 2012; Freeland, 2013), bien que cette évolution soit dans bien des régions toujours dominée par la variabilité à l'échelle décennale (figures 25 à 28). L'extrapolation du modèle du CMIP3 (Capotondi *et al.*, 2012) révèle une stratification accrue de la partie supérieure de l'océan tout au long du siècle pour l'ensemble des eaux limitrophes du Canada, la température et la salinité s'avérant des facteurs déterminants dans la plupart des régions, sauf dans l'Atlantique Nord subpolaire, où les effets de la dessalure prédominent et l'Atlantique Nord subtropical où les effets de réchauffement prédominent. Cette hausse de la stratification aura des répercussions importantes sur d'autres propriétés océaniques, notamment en raison de la diminution du mélange en profondeur des eaux et de la ventilation des eaux de subsurface (p. ex., Helm *et al.*, 2011), ainsi que de la baisse généralisée de l'apport en nutriments aux eaux proches de la surface (p. ex., Hutchings *et al.*, 2012).

5.3 HYPOXIE ET ACIDITÉ DES OCÉANS

5.3.1 HYPOXIE DES OCÉANS

Les observations effectuées au large des côtes canadiennes du Pacifique et de l'Atlantique témoignent d'un déclin général de la concentration en oxygène dissous dans les eaux de subsurface (100-400 m; figure 29), qui se trouvent sous les eaux de surface ventilées de façon plus continue (Gilbert *et al.*, 2005; Whitney *et al.*, 2007; Hutchings *et al.*, 2012; Crawford et Peña, 2013). Cette tendance est attribuable à la fois à une hausse des températures (ce qui réduit la solubilité de l'oxygène) et à la stratification accrue de la partie supérieure de l'océan (ce qui réduit la ventilation); à la lente remontée, dans l'Atlantique, des eaux subtropicales en direction du pôle, à l'eutrophisation causée par l'écoulement des rivières et à la productivité biologique dans certaines régions côtières (Gilbert *et al.*, 2010). Les concentrations dans certaines régions atteignent ou approchent l'hypoxie (voir l'encadré 7), une condition qui nuit aux organismes marins (p. ex., Bianucci et Denman, 2011; Mucci *et al.*, 2011), et sont d'une certaine façon liées aux répercussions des changements climatiques.

ENCADRÉ 7

HYPOXIE AQUATIQUE ET OCÉANIQUE

L'oxygène dissous joue un rôle important dans la vie aquatique. On parle généralement d'« hypoxie » océanique lorsque les concentrations en oxygène dissous sont inférieures à 60-80 µmole/kg. L'hypoxie aquatique est plus répandue dans certains lacs et zones côtières où l'oxydation de la matière organique issue du ruissellement et du développement planctonique peut entraîner une raréfaction de l'oxygène et des conditions défavorables à la vie aquatique. La hausse des températures et la stratification accrue de la densité (ainsi que la ventilation réduite) liées aux changements climatiques entraînent une baisse des niveaux d'oxygène dissous dans les eaux de subsurface.

Les faibles concentrations en oxygène constituent déjà un défi de taille pour les écosystèmes et les pêches au large de la côte du Pacifique du Canada, où les concentrations sont généralement hypoxiques entre 400 et 1000 m de profondeur (station P à la figure 29; Whitney *et al.*, 2007; voir aussi le chapitre 4 – *Production alimentaire*). Cela est en partie attribuable au fait que ces eaux n'ont pas été en contact avec l'atmosphère depuis des siècles et que l'oxygène s'y est raréfié en raison de l'oxydation de la matière organique qui s'abîme. La remontée intermittente de ces eaux au-dessus du plateau du Pacifique a favorisé l'hypoxie des eaux de fond (figure 29; Crawford et Peña, 2013), notamment en été, alors que l'on peut clairement observer une variabilité naturelle à l'échelle décennale.

Les faibles concentrations en oxygène sont également devenues un problème grave dans les eaux profondes de l'estuaire du Saint-Laurent (figure 29), notamment en raison de la présence accrue d'eau subtropicale en profondeur (Gilbert *et al.*, 2005). À partir d'un nombre plus restreint d'observations, on a pu établir que l'oxygène dissous diminue également en profondeur sur le plateau néo-écossais (Petrie et Yeats, 2000) et dans la mer du Labrador (Greenan *et al.*, 2010). Le fait que l'on ne dispose que de peu de données sur les changements touchant l'oxygène dissous dans l'Arctique est attribuable à de multiples facteurs (qui se recoupent dans certains cas). Par exemple, le recul de la couverture de glace peut influencer de différentes manières sur la stratification et la ventilation, ainsi que sur les processus biologiques (Gilbert *et al.*, 2010). La baisse du niveau d'oxygène de subsurface, observée au large des autres côtes canadiennes, devrait se poursuivre à mesure que le réchauffement et la quantité de CO₂ dans l'air continuent d'augmenter, et que la stratification de la partie supérieure de l'océan continue de s'intensifier dans la plupart des régions (Meehl *et al.*, 2007b; Hutchings *et al.*, 2012). Les effets des changements climatiques sont particulièrement préoccupants dans les secteurs qui atteignent, ou approchent, l'hypoxie.

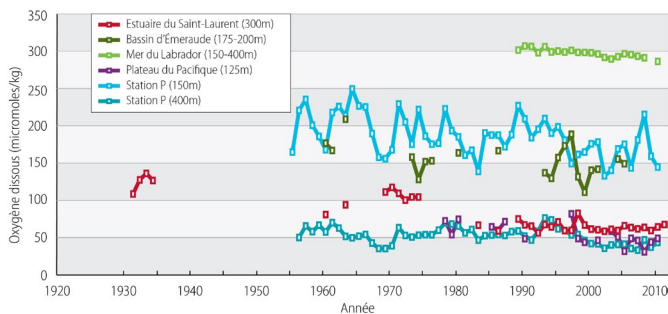


FIGURE 29 : Indices annuels des concentrations en oxygène dissous dans les eaux de subsurface des zones extracôtières canadiennes du Pacifique et de l'Atlantique, issus des programmes de surveillance du MPO et d'autres programmes d'observations. Les indices pour le Pacifique provenant de la station P ont été actualisés en fonction des données publiées dans Whitney *et al.* (2007), et ceux du plateau du Pacifique sont tirés de Crawford et Peña (2013). Les indices pour l'estuaire du Saint-Laurent, le bassin d'Émeraude (plateau néo-écossais) et la mer du Labrador sont actualisés en fonction des données publiées dans Petrie et Yeats (2000), Gilbert *et al.* (2005) et Greenan *et al.* (2010). Toutes les tendances sont d'importance significative à un niveau de confiance de 95 % : celles pour les cinq premiers sites se situent entre -7 à -9 µmole/kg par décennie, et celle de la station P (400 m) est de -2 µmole/kg par décennie. Voir l'emplacement des sites sur les figures 25b et 26b.

5.3.2 ACIDITÉ DES OCÉANS

Les changements au niveau de l'acidification de l'océan (voir l'encadré 8) a un certain nombre d'effets négatifs sur les écosystèmes marins, notamment la diminution de la stabilité des ions carbonate utilisés par les organismes marins pour former leur coquille ou leur ossature (Doney *et al.*, 2009; Hutchings *et al.*, 2012).

ENCADRÉ 8

ACIDIFICATION DE L'OCÉAN

La circulation accrue de CO₂ d'origine anthropique de l'atmosphère vers l'océan en augmente l'acidité. Le CO₂ entre en réaction avec l'eau de mer pour générer des ions hydrogène et former de l'acide carbonique, processus qui favorise l'acidification de l'eau de mer et en diminue le pH. L'acidification de l'océan est donc une conséquence directe des émissions de CO₂. Le Quatrième rapport d'évaluation (RE4) du GIEC indique, qu'en raison de l'apport de CO₂ provenant de l'atmosphère, le pH océanique a baissé de 0,1 unité depuis 1750, ce qui correspond à une augmentation de 30 % de l'acidité.

L'acidité accrue diminue la concentration d'ions carbonate dans l'océan. De nombreux organismes utilisent les ions carbonate pour former leur coquille ou leur squelette. Les « horizons » ou « profondeurs de saturation » sous lesquels les minéraux carbonatés tels que l'aragonite et la calcite, se dissolvent plus rapidement qu'ils ne peuvent être formés se situent à de moins grandes profondeurs, limitant ainsi du même fait les zones de l'océan susceptibles de servir d'habitat à de nombreux organismes marins.

Les observations effectuées dans des zones extracôtières canadiennes du Pacifique et de l'Atlantique (Yamamoto-Kawai *et al.*, 2009; Greenan *et al.*, 2010) révèlent que le pH diminue à un rythme comparable à celui observé à l'échelle mondiale; soit environ 0,1 unité de pH depuis l'époque préindustrielle (Bindoff *et al.*, 2007). L'acidification est plus marquée dans les eaux douces et froides de l'Arctique, où les profondeurs de saturation du carbonate se situent déjà à proximité de la surface (Yamamoto-Kawai *et al.*, 2009; Azetsu-Scott *et al.*, 2010), et dans les profondeurs de l'estuaire du Saint-Laurent, où l'augmentation des influences subtropicales et des processus biologiques ont fait en sorte que le déclin du pH devienne un facteur quatre à six fois plus important que dans les eaux de surface du reste du globe (Mucci *et al.*, 2011). L'acidification généralisée de l'océan a également été observée dans le Pacifique Nord (Feely *et al.*, 2008). Dans certaines régions situées au large des trois côtes, les eaux sont déjà considérées comme corrosives pour certains organismes calcaires, dont le squelette ou la coquille peuvent se dissoudre (p. ex., Feely *et al.*, 2008; Yamamoto-Kawai *et al.*, 2009; Mucci *et al.*, 2011).

Les extrapolations fondées sur les scénarios du SRES du GIEC (voir l'encadré 4) font état de réductions du pH plus importantes, de l'ordre de 0,14 à 0,35 unité à l'échelle mondiale, tout au long du XXI^e siècle (Feely *et al.*, 2009; Hutchings *et al.*, 2012), mais des diminutions plus importantes pourraient se manifester à certains endroits. Les effets se feront particulièrement sentir dans les eaux limitrophes du Canada, dans les zones de hautes latitudes, où la profondeur de saturation de l'aragonite devrait remonter au-dessus des 50 m sous la surface d'ici 2100 (Denman *et al.*, 2011).

5.4 CHANGEMENT DU NIVEAU DE LA MER

5.4.1 ÉVOLUTION ACTUELLE ET ANTÉRIEURE DU NIVEAU MOYEN DE LA MER

Le niveau moyen de la mer à l'échelle mondiale a gagné environ 21 cm entre 1880 et 2012 (figure 30). Le rythme de cette élévation (voir l'encadré 9) a augmenté entre le XX^e siècle et le début du XXI^e siècle. Au XX^e siècle, le niveau de la mer a augmenté de $1,7 \pm 0,5$ mm/an, soit d'environ 17 cm tout au long du siècle, tandis qu'il a subi une hausse de $3,1 \pm 0,7$ mm/an de 1993 à 2003 (Bindoff *et al.*, 2007). La tendance s'est poursuivie jusqu'en 2009 (Nerem *et al.*, 2010) et dans les années récentes (voir la figure 30). La dilatation thermique de la partie supérieure de l'océan et l'eau de fonte des glaciers, des calottes glacières et des inlandsis du Groenland et de l'Antarctique sont à l'origine de l'élévation du niveau de la mer. L'élévation du niveau des eaux n'est cependant pas uniforme dans tous les océans. Les études menées sur la hausse du niveau de la mer témoignent d'une grande variabilité spatiale, parfois sur plusieurs décennies (Meyssignac *et al.*, 2012), essentiellement attribuable à la variabilité spatiale à long terme de la dilatation thermique, ainsi qu'aux changements qui s'opèrent au niveau de la salinité. Les autres effets tels que la répartition inégale de l'eau de fonte, jouent également un rôle dans la variabilité spatiale.

À l'extérieur des régions touchées par le soulèvement, le rythme de la subsidence est moins prononcé. La majeure partie de la masse terrestre canadienne est en train de se soulever du fait de l'ajustement isostatique glacial, qui est la réaction tardive de la surface terrestre au retrait des inlandsis à la fin de la dernière ère glaciaire (figure 31; Peltier, 2004). La côte de la baie d'Hudson et le centre de l'archipel arctique s'élèvent rapidement depuis maintenant plusieurs milliers d'années du fait de cet ajustement, ce qui a fait chuter le niveau de la mer. À Churchill, au Manitoba, le marégraphe indique que le niveau de la mer diminue de presque 10 mm/année depuis 1940 (Wolf *et al.*, 2006), mesure qui concorde avec celle du soulèvement crustal qui atteint un peu plus de 10 mm/an (Mazzotti *et al.*, 2011).

ENCADRÉ 9

CHANGEMENT DU NIVEAU ABSOLU ET RELATIF DE LA MER

Les changements du niveau de la mer à l'échelle mondiale sont souvent mesurés en fonction du niveau de la mer dit « absolu », c'est-à-dire calculé par rapport au centre de la Terre. Dans les zones côtières, le changement du niveau de la mer observé ou analysé en fonction d'un point fixe sur la terre ferme est appelé « changement du niveau relatif » de la mer. Le changement du niveau relatif de la mer est le résultat du changement du niveau absolu de la mer et du déplacement vertical de la terre, qui peuvent tous deux varier d'un endroit à l'autre. Le soulèvement terrestre diminue l'élévation du niveau relatif de la mer, tandis que la subsidence du sol l'accroît. Le déplacement vertical de la terre (soulèvement et subsidence) est un facteur déterminant dans l'étude des changements relatifs du niveau de la mer au Canada, quoique les variations régionales du niveau absolu de la mer soient également importantes.

La subsidence de la terre est attribuable au lent écoulement des roches dans les profondeurs de l'écorce terrestre, des zones d'affaissement jusqu'aux zones de soulèvement. Cela a pour conséquence d'inverser le processus d'écoulement, qui s'éloigne désormais des régions auparavant recouvertes d'inlandsis. La majeure partie des Maritimes et de Terre-Neuve, le littoral du Yukon, la côte continentale des Territoires du Nord-Ouest et certaines de ses îles,

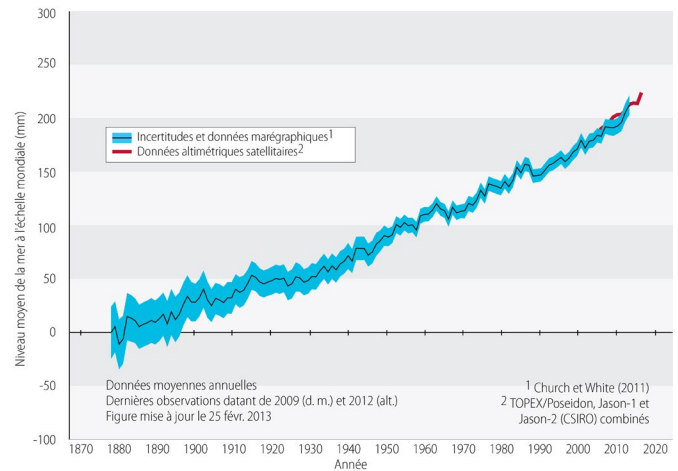


FIGURE 30 : Observations faites, de 1880 à 2012, du niveau moyen de la mer à l'échelle mondiale (source : Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization, www.cmar.csiro.au/sealevel/). Les observations sont fondées sur des données marégraphiques (1880-2009) et des mesures altimétriques satellitaires recueillies par TOPEX/Poseidon, Jason-1 et Jason-2 (1993-2012).

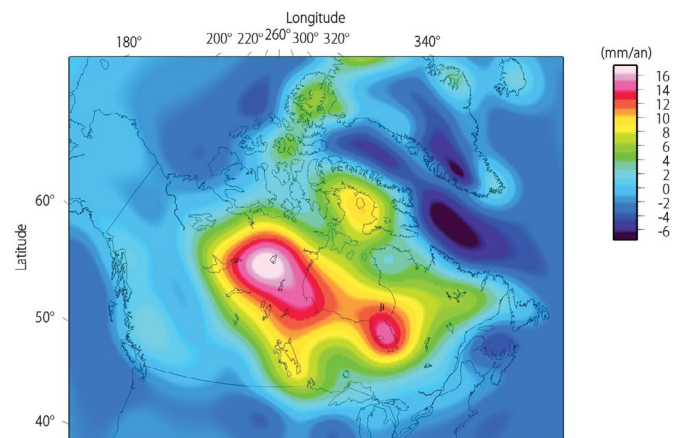


FIGURE 31 : Déplacement vertical actuel de la croûte terrestre (en millimètres par an) extrapolé à partir du modèle ICE-5G d'ajustement isostatique glacial (source : Peltier, 2004). Le niveau relatif de la mer est en train de chuter dans les régions où la terre s'élève rapidement, comme dans la baie d'Hudson. Les régions qui s'affaissent, comme la majeure partie des Maritimes, subissent une élévation du niveau relatif de la mer supérieure à celle enregistrée à l'échelle du globe. Les extrapolations faites à partir des modèles ne tiennent pas compte de l'important déplacement vertical de la croûte dans les régions côtières de la Colombie-Britannique attribuable à l'activité tectonique.

ainsi que la côte est de l'île de Baffin, au Nunavut, subissent un affaissement. Ces régions ont enregistré une hausse du niveau relatif de la mer au cours des derniers millénaires. À Halifax et Charlottetown, les relevés marégraphiques révèlent une élévation du niveau relatif de la mer d'environ 3,2 mm/an au cours de la majeure partie du XX^e siècle (Forbes *et al.*, 2004, 2009), soit une hausse presque deux fois plus élevée que la hausse du niveau de la mer à l'échelle mondiale au cours du XX^e siècle. À Tuktoyaktuk, sur la côte de la mer de Beaufort, dans les Territoires du Nord-Ouest, le niveau relatif de la mer s'est élevé de 3,5 mm/an au cours des 50 dernières années, ce qui concorde avec l'élévation du niveau de la mer à l'échelle mondiale et le taux de subsidence à cet endroit (Forbes *et al.*, 2010).

L'élévation du niveau relatif de la mer en Colombie-Britannique est de manière générale moins importante que dans les Maritimes, les différences notées sur la ligne de côte étant surtout attribuables au déplacement vertical de la terre causé par le mouvement des plaques tectoniques situées au large. Les répercussions de la fluctuation massive passée et actuelle des glaciers de montagne et un effet d'ajustement isostatique glacial datant de la dernière glaciation continentale se font également sentir. Au XX^e siècle et au début du XXI^e siècle (de 1909 à 2006), le niveau de la mer a subi une hausse moyenne de l'ordre de 0,6 mm/an à Vancouver et à Victoria, et de 1,3 mm/an à Prince-Rupert, et a baissé de 0,9 mm/an à Tofino (Mazzotti *et al.*, 2008).

La compaction des sédiments est un autre facteur géologique qui a une incidence sur le changement du niveau relatif de la mer. Une subsidence continue de l'ordre de 1 à 2 mm/an attribuable à la compaction des sédiments a été notée dans le delta du Fraser (Mazzotti *et al.*, 2008, 2009). De même, des mesures prises dans le delta du Mackenzie, dans les Territoires du Nord-Ouest, témoignent d'un affaissement pouvant aller jusqu'à plusieurs millimètres par an par rapport à un point de référence stable situé à proximité. La subsidence plus marquée du delta contribue également à l'élévation du niveau de la mer le long de cette ligne de côte s'affaisant sous la pression isostatique (Forbes *et al.*, 2010).

5.4.2 CHANGEMENT FUTUR DU NIVEAU MOYEN DE LA MER

Des incertitudes subsistent quant au rythme auquel le niveau moyen de la mer à l'échelle mondiale continuera à augmenter au XXI^e siècle (figure 32). Selon les prévisions du RE4 du GIEC, l'élévation du niveau de la mer tout au long du XXI^e siècle par rapport aux 20 dernières années du XX^e siècle devrait être de l'ordre de 18 à 59 cm, selon le scénario d'émissions (Meehl *et al.*, 2007b). Peu importe le scénario utilisé, le facteur de dilatation thermique était prédominant et représentait entre 70 et 75 % des estimations moyennes de l'élévation du niveau de la mer d'ici la fin du siècle (Meehl *et al.*, 2007b). Le rapport indiquait également qu'une accélération du débit des glaciers vers les océans pourrait contribuer à une hausse supplémentaire du niveau de la mer de l'ordre de 10 à 20 cm. Ces résultats ont été obtenus à partir de modèles fondés sur des processus tenant compte des lois physiques et des propriétés connues de l'atmosphère, des océans, des glaciers et des inlandsis.

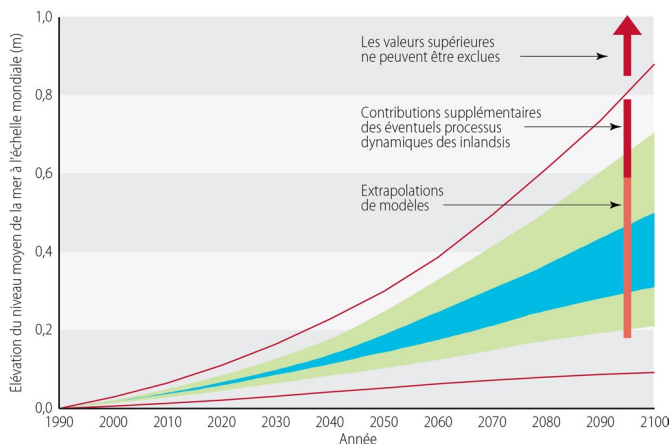


FIGURE 32 : Extrapolation de l'élévation du niveau de la mer à l'échelle mondiale au XXI^e siècle, à partir du Troisième rapport d'évaluation du GIEC (TRE, parties en vert et bleu, et courbes rouges; GIEC, 2001), et à la fin du siècle, à partir du Quatrième rapport d'évaluation (RE4, barres colorées; GIEC, 2007). En ce qui concerne le TRE, la partie bleue indique la variation des prévisions moyennes pour un ensemble de scénarios d'émissions, tandis que la partie verte montre la fourchette pour toutes les extrapolations faites à partir de modèles. Les courbes extérieures illustrent une incertitude supplémentaire liée à la glace terrestre. Dans le cas du RE4, la barre rouge claire indique la portée des prévisions du modèle, la barre rouge foncée montre le rôle additionnel possible joué par la dynamique des inlandsis du Groenland et de l'Antarctique, et la flèche rouge montre que des hausses supérieures du niveau de la mer ne peuvent pas être écartées⁵ (extrait modifié tiré de Church *et al.*, 2008).

Les projections actualisées, selon l'approche du GIEC (p. ex., Church *et al.*, 2011), révèlent que l'élévation du niveau de la mer à l'échelle mondiale devrait se situer entre 20 et 80 cm d'ici 2100.

Certaines publications, qui s'appuient sur des méthodes semi-empiriques, laissent entendre que l'élévation du niveau moyen de la mer à l'échelle mondiale pourrait être plus importante d'ici la fin du XXI^e siècle, pour atteindre des valeurs dépassant les 100 cm (p. ex., 75-190 cm, Vermeer et Rahmstorf, 2009; et 57-110 cm, Jevrejeva *et al.*, 2012). Les prévisions semi-empiriques sont fondées sur les relations présumées entre le niveau de la mer et l'équilibre des températures à l'échelle mondiale ou celui de la chaleur atmosphérique. Elles ne tiennent pas compte de l'ensemble des processus physiques responsables des changements du niveau de la mer. On ignore à l'heure actuelle pourquoi les valeurs qui ont été obtenues en matière de hausse du niveau de la mer sont supérieures à celles recueillies à l'aide de la modélisation fondée sur les processus, méthode qui a donné lieu aux résultats publiés dans le Troisième rapport d'évaluation et le Quatrième rapport d'évaluation. On recommande d'examiner avec une certaine réserve les prévisions semi-empiriques, compte tenu de certaines limitations (Church *et al.*, 2011).

⁵ Le GIEC a récemment mis à jour les extrapolations de l'élévation du niveau de la mer au futur (Sotcker *et al.*, 2013) et a confirmé que des niveaux d'élévation du niveau de la mer encore plus élevés (au-delà de un mètre) ne pourraient pas être exclus, mais a évalué que la partie plus haute de la gamme pour l'extrapolation de l'élévation du niveau de la mer probable (au-delà de 66%) sera environ un mètre par rapport aux niveaux présents, d'ici la fin du siècle.

Une limite maximale de l'élévation du niveau de la mer à l'échelle mondiale de l'ordre de 200 cm d'ici à 2100 découle de la modélisation glaciologique, afin d'écarter des prévisions de hausses supérieures du niveau de la mer (Pfeffer *et al.*, 2008). L'évaluation des contributions maximum de différents facteurs responsables de la hausse du niveau de la mer, ainsi que des études fondées sur différentes approches, ont permis de définir, aux fins de planification des risques de crues (Katsman *et al.*, 2011), une fourchette supérieure de scénario plausible d'élévation du niveau de la mer de l'ordre de 55 à 115 cm d'ici à 2100.

Ces estimations tiennent compte des contributions de la fonte des calottes glaciaires et des glaciers canadiens. La contribution des glaciers circumpolaires arctiques à l'élévation du niveau de la mer d'ici à 2100 devrait être de l'ordre de 5 à 14 cm; la contribution prévue des champs de glace, des calottes glaciaires et des glaciers arctiques canadiens étant de 1 à 4 cm (PSEA, 2011). Une récente mise à jour révèle que la contribution de l'archipel arctique canadien à l'élévation du niveau de la mer à l'échelle mondiale sera de l'ordre de $3,5 \pm 2,4$ cm au cours du XXI^e siècle (Lenaerts *et al.*, 2013). Étant donné leur plus faible volume en glace, les glaciers de l'ouest du Canada devraient contribuer dans une moindre mesure à la hausse du niveau de la mer (Marzeion *et al.*, 2012).

Comme cela a été le cas jusqu'à présent, les configurations du changement futur du niveau relatif de la mer au Canada continueront d'être touchées par le soulèvement et la subsidence de la terre, la répartition inégale des eaux de fonte, et les changements au niveau de la température, de la salinité et de la circulation des océans (p. ex., Slangen *et al.*, 2012). Du côté de la baie d'Hudson, certaines lignes de côte s'élèvent si rapidement que le niveau de la mer continuera à chuter tout au long du XXI^e siècle, sauf dans le cas des scénarios extrêmes d'élévation du niveau des océans à l'échelle mondiale (James *et al.*, 2011). La baisse du niveau de la mer peut notamment entraîner la diminution de la profondeur de carénage, ce qui pourrait présenter un risque pour la navigation et l'entrée au bassin des navires océaniques. Les régions qui sont sujettes à un soulèvement moins rapide pourraient passer d'une baisse du niveau relatif de la mer durant les premières décennies du XXI^e siècle à une hausse d'ici 2100, en fonction de la vitesse du soulèvement et de l'importance de l'élévation du niveau de la mer à l'échelle mondiale. Les régions en voie de subsidence subiront, quant à elles, une hausse accrue du niveau de la mer.

La répartition de l'eau de fonte dans les océans est inégale (Mitrovica *et al.*, 2001, 2011). La masse des inlandsis et des glaciers qui fondent réduit leur attraction gravitationnelle à l'eau des océans, ce qui provoque une baisse du niveau de la mer à proximité d'une source d'eau de fonte. À cet endroit, la croûte terrestre réagit de manière élastique à la diminution de la charge, ce qui provoque un soulèvement qui peut aussi contribuer à la baisse du niveau relatif de la mer. Ces configurations de répartition de l'eau de fonte et de réaction élastique de la croûte terrestre (aussi appelée configuration spatiale ou « empreinte » du niveau de la mer) sont importantes au Canada du fait de la présence des calottes glaciaires arctiques et, à l'ouest, des glaciers de montagne et des champs de glace. En outre, la fonte de l'inlandsis du Groenland et des glaciers du golfe de l'Alaska contribue à l'élévation du niveau de la mer à l'échelle mondiale. Étant donné qu'elles se situent, à l'échelle planétaire, à proximité de ces importantes sources d'eau de fonte, de vastes régions du Canada subiront une hausse moins rapide du niveau

relatif de la mer. Les effets de la répartition de l'eau de fonte sont suffisamment marqués dans certaines régions du Canada arctique pour que la fourchette des prévisions relatives au niveau de la mer à l'échelle locale corresponde à moins de la moitié de la fourchette de prévisions à l'échelle mondiale (James *et al.*, 2011).

Les niveaux marins sont également tributaires de la circulation océanique, qui compte pour plus de 2 m de la variation spatiale actuelle du niveau absolu de la mer. Le plus haut gradient du niveau de la mer observé au large des côtes canadiennes se trouve dans le nord-ouest de l'Atlantique où le niveau de la mer dans le Gulf Stream varie d'environ 1,5 m. (Thompson *et al.*, 2011). La variabilité des courants océaniques peut favoriser le changement du niveau de la mer sur l'ensemble des trois côtes. On s'attend à ce que l'Arctique et les Maritimes subissent une élévation du niveau de la mer supérieure à la moyenne, en raison des changements relatifs à la circulation océanique (p. ex., Yin, 2012; Ezer *et al.*, 2013), ce qui contrebalance en partie les diminutions découlant de la répartition de l'eau de fonte. Au large de la côte ouest, les changements à long terme du niveau de la mer littorale provoqués par les courants peuvent être masqués par des variations décennales du niveau de la mer attribuables à des changements se manifestant au niveau de la circulation et des températures dans la partie supérieure de l'océan, lesquels sont associés aux importants épisodes d'El Niño et de La Niña (Thomson *et al.*, 2008).

Si les prévisions concernant l'élévation du niveau de la mer à l'échelle planétaire après 2100 sont encore plus incertaines, elles révèlent cependant une hausse continue du niveau de la mer au cours des siècles, voire des millénaires, à venir (p. ex., Huybrechts *et al.*, 2011; Katsman *et al.*, 2011; Jevrejeva *et al.*, 2012). Le niveau de la mer à l'échelle planétaire pourrait tôt ou tard subir une hausse de plusieurs mètres.

5.4.3 NIVEAUX D'EAU EXTRÊMES

La hausse des niveaux moyens de la mer favorise dans une large mesure les niveaux d'eau extrêmes (élevés) qui se manifestent généralement lorsque des ondes de tempête surviennent à marée haute. Les seiches portuaires, les vagues dues au vent et la variabilité interannuelle et saisonnière jouent également un rôle important. La hauteur de la surface des océans varie selon des échelles temporelles, allant de plusieurs années à quelques heures en raison des variations atmosphériques et océaniques, comme l'ENSO, l'oscillation nord-atlantique, l'écoulement et le réchauffement saisonniers, les tempêtes et les changements de la circulation océanique. Dans le Pacifique, des épisodes extrêmes d'ENSO peuvent modifier le niveau de la mer littorale de quelques dizaines de centimètres. Les ondes de tempête peuvent avoir une amplitude supérieure à un mètre sur l'ensemble des trois côtes (Bernier et Thompson, 2006; Manson et Solomon, 2007; Thomson *et al.*, 2008). Cette variabilité à court terme de grande amplitude fait varier considérablement le niveau d'eau maximal tout au long de l'année, ainsi que d'une année à l'autre. Elle s'ajoute à la lente élévation du niveau moyen de la mer, favorisant ainsi une hausse plus importante du niveau de la mer au fil du temps aux endroits d'élévation du niveau relatif de la mer. Dans la baie de Fundy, l'élévation du niveau moyen de la mer provoque une légère hausse de l'amplitude des marées, en raison de la résonance accrue des

marées semi-diurnes (Greenberg *et al.*, 2012), contribuant ainsi davantage à la présence de niveaux d'eau extrêmement élevés à cet endroit.

L'évolution de ces facteurs attribuable au climat aura également une incidence sur les niveaux d'eau extrêmes dans de nombreuses régions du globe. Si les changements climatiques susceptibles d'influer sur l'intensité et la fréquence des tempêtes, des ouragans et des fortes vagues dues au vent sont particulièrement préoccupants, ils devraient cependant évoluer sur le plan géographique et on ignore quelles seront leur forme et leur ampleur dans la plupart des régions (p. ex., Ulbrich *et al.*, 2009; Harvey *et al.*, 2012; Rummukainen, 2012; Seneviratne *et al.*, 2012). Les études portant sur l'évolution de la vitesse des vents dans certaines zones côtières du Canada ne permettent pas de dégager de tendances à long terme (Hundecha *et al.*, 2008; Wan *et al.*, 2010). Certains avancent que les plus fortes tempêtes gagneront en intensité dans les zones de moyennes et de hautes latitudes du Pacifique Nord et de l'Atlantique Nord (p. ex., Mizuta, 2012; Woollings *et al.*, 2012), et que les courants-jets et les trajectoires de tempêtes se déplaceront vers le pôle. Toutefois, certains éléments des changements prévus varient en fonction de la saison et de la région (p. ex., Long *et al.*, 2009; Perrie *et al.*, 2010), ainsi que des modèles utilisés.

Les changements de la couverture de glace de mer ont d'importantes répercussions sur les vagues dues au vent qui atteignent la côte. La glace de mer côtière empêche les vagues de

déferler directement sur le rivage, réduisant ainsi l'accumulation de l'eau des vagues (Forbes et Taylor, 1994; Allard *et al.*, 1998). La glace située plus au large forme un obstacle et réduit l'amplitude des vagues avant qu'elles n'atteignent le rivage (Wadhams *et al.*, 1988; Squire, 2007), donc une plus grande quantité d'eau libre favorisera la formation de plus grandes vagues, même si les vents ne changent pas; c'est pourquoi les régions pour lesquelles une diminution de la glace de mer est prévue telles que le Canada atlantique et l'Arctique, pourraient subir une hausse des niveaux d'eau extrêmes, du fait de l'accumulation de l'eau.

Une hausse des niveaux d'eau extrêmes aura généralement pour effet d'accroître l'érosion côtière. Les régions poldérisées, les zones côtières à faible relief et les côtes composées de sédiments meubles sont plus touchées par l'érosion que les hautes côtes rocheuses. Dans l'Arctique, la hausse des températures de l'air et de l'eau peut mener à la dégradation et à la fonte du pergélisol, favorisant ainsi le rejet des sédiments pris dans la glace ainsi que l'érosion (Forbes, 2011). À l'heure actuelle, il semble que la modification à long terme de la fréquence et de l'intensité des inondations et des niveaux d'eau extrêmes sur les côtes canadiennes sera essentiellement attribuable aux changements du niveau moyen de la mer et de la glace de mer, même si les marées, les ondes de tempête et les vagues continueront de jouer un rôle déterminant. On s'attend à ce que les régions susceptibles de subir une élévation du niveau moyen de la mer observent également une hausse des niveaux d'eau extrêmes.

6. SYNTHÈSE

Le réchauffement atmosphérique touche l'ensemble du Canada depuis 1950, en particulier le nord et l'ouest. Si ses effets sont observés à chaque saison, ils sont plus marqués en hiver et au printemps. Les émissions anthropiques de GES constituent la principale cause du réchauffement à long terme au Canada (et dans le reste du monde) depuis le milieu du XX^e siècle. D'autres facteurs peuvent avoir une forte incidence sur la variabilité à court terme du climat imposée à une tendance à long terme.

Une série d'indicateurs permettent d'obtenir un tableau cohérent de la façon dont le système atmosphère-glace-océan-terre réagit au réchauffement climatique. Une hausse des extrêmes de chaleur et une baisse des extrêmes de froid ont été observées dans l'ensemble du pays. Le Canada est, dans l'ensemble, plus humide, bien que l'on observe une variabilité de nature spatiale et saisonnière. La diminution des chutes de neige et la hausse des précipitations, observées dans la majeure partie du sud du pays, concordent avec le réchauffement des températures. La réduction de l'étendue spatiale et de la masse de la cryosphère canadienne est démontrée par le déclin rapide de la couverture de neige et de glace, le raccourcissement des périodes d'engel des lacs et des rivières, le réchauffement généralisé du pergélisol et la fonte des glaciers dans l'ouest du Canada et dans l'Extrême Arctique. Les indicateurs de la disponibilité de l'eau douce en surface, comme l'écoulement fluvial, affichent des réactions intégrées aux changements climatiques et

cryosphériques; toutefois, il est malgré tout difficile de dégager une configuration spatiale cohérente à l'échelle du pays.

Les fluctuations naturelles du climat telles qu'El Niño et l'oscillation nord-atlantique, contribuent à la variabilité régionale du climat selon de courtes échelles temporelles (décennales). Le réchauffement, qui devrait survenir tout au long de ce siècle, sera associé au maintien et à l'éventuelle accélération de plusieurs des tendances observées au cours des 50 dernières années. Si certains schémas de changement peuvent s'appliquer au Canada dans son ensemble (un climat plus chaud et plus humide, et moins de neige et de glace), on continuera à observer une variabilité régionale et saisonnière. On s'attend notamment à ce que le réchauffement et les effets connexes soient plus importants dans l'Arctique. On ne sait notamment pas comment évolueront les précipitations, mais la diminution potentielle dans le sud du Canada, ainsi que les étés plus chauds et l'évaporation accrue, pourraient accroître l'aridité saisonnière et réduire la disponibilité de l'eau douce dans certaines régions.

L'évolution à long terme du climat océanique (température, salinité, niveaux d'oxygène et acidité) concorde avec la hausse de la quantité de CO₂ atmosphérique et le réchauffement climatique d'origine anthropique observés dans les trois océans limitrophes du Canada. Cependant, la variabilité naturelle, selon des échelles temporelles décennales et multidécennales, a également joué

un rôle dans les changements observés dans certaines zones situées au large du Canada (p. ex., nord-ouest de l'Atlantique). Toutefois, le réchauffement des eaux, la diminution de la glace de mer, la baisse de la salinité de la partie supérieure des océans et la stratification accrue de la densité verticale devraient se faire sentir dans la plupart des eaux canadiennes au cours du siècle à venir. Les tendances observées à l'échelle mondiale en matière d'acidification des océans et de baisse des niveaux d'oxygène de subsurface devraient se maintenir et être davantage manifestes dans les eaux canadiennes.

Les changements du niveau de la mer le long des côtes canadiennes continueront à dépendre de facteurs aussi bien locaux que mondiaux. L'accroissement du réchauffement des eaux et du volume de l'eau de fonte provenant de la glace terrestre favorise l'élévation du niveau de la mer à l'échelle mondiale. Selon les estimations, l'élévation du niveau de la mer à l'échelle planétaire devrait être de l'ordre de quelques dizaines de centimètres à plus d'un mètre d'ici 2100. Le mouvement vertical de la terre influe fortement sur le changement du niveau relatif de la mer à l'échelle locale. Dans les régions où la terre est en voie de subsidence, comme dans la majeure partie des Maritimes, l'élévation du niveau relatif de la mer est plus rapide que sur le reste du globe, et se poursuivra. Dans les régions où la terre s'élève rapidement (p. ex., les environs de la baie d'Hudson), le niveau de la mer continuera à diminuer, sauf dans le cas des prévisions

établies à partir des scénarios extrêmes d'élévation du niveau de la mer. Les régions où la terre s'élève plus lentement peuvent passer d'une baisse à une hausse du niveau relatif de la mer au cours du XXI^e siècle. On s'attend à ce que les niveaux marins extrêmes soient plus fréquents au cours du siècle à venir dans les régions de l'Arctique et du Canada atlantique, où l'élévation du niveau relatif de la mer se poursuit et où la glace de mer devrait décroître.

REMERCIEMENTS

Les auteurs tiennent à remercier certains de leurs collègues d'avoir revu les chapitres et d'avoir fait des critiques constructives sur les versions provisoires : John Fyfe et Xuebin Zhang d'Environnement Canada; Kumiko Azetsu-Scott, Diane Lavoie, Charles Hannah et Rick Thompson de Pêches et Océans Canada; ainsi que Don Forbes et Joseph Henton de Ressources naturelles Canada. Nous souhaitons également exprimer notre gratitude envers les réviseurs anonymes externes pour le temps et les efforts qu'ils ont consacrés à ce travail.

RÉFÉRENCES

- Abdul-Aziz, A.O.I. et D.H. Burn. « Trends and variability in the hydrological regime of the Mackenzie River Basin », *Journal of Hydrology*, vol. 319, n° 1-4, 2006, pp. 282-294.
- Allard, M., Y. Michaud, M.-H. Ruz et A. Héquette. « Ice foot, freeze-thaw of sediments, and platform erosion in a subarctic microtidal environment, Manitounuk Strait, northern Quebec, Canada », *Revue canadienne des sciences de la Terre*, vol. 35, 1998, pp. 965-979.
- Allen, M.R. et W.J. Ingram. « Constraints on the future changes in climate and the hydrological cycle », *Nature*, vol. 419, 2002, pp. 224-232.
- Angel, J.R. et K.E. Kunkel. « 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 S.L. Forman. « Lake level response to seasonal climatic variability in the Lake Michigan-Huron system from 1920 to 1995 », *Journal of Great Lakes Research*, vol. 29, n° 3, 2003, pp. 488-500.
- Assel, R.A., F.H. Quinn et C.E. Sellinger. « Hydroclimatic factors of the recent record drop in Laurentian Great Lakes water levels », *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 85, 2004, pp. 1143-1151.
- Azetsu-Scott, K., A. Clarke, K. Falkner, J. Hamilton, E.P. Jones, C. Lee, B. Petrie, S. Prinsenberg, M. Starr et P. Yeats. « Calcium carbonate saturation states in the waters of the Canadian Arctic Archipelago and the Labrador Sea », *Journal of Geophysical Research*, vol. 115, C11021, 2010.
- Barrand, N.E. et M.J. Sharp. « Sustained rapid shrinkage of Yukon glaciers since the 1957-1958 International Geophysical Year », *Geophysical Research Letters*, vol. 37, L07501, 2010.
- Bates, B.C., Z.W. Kundzewicz, S. Wu et J.P. Palutikof (éd.) *Le changement climatique et l'eau*, Document technique du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC), Secrétariat du GIEC, Genève, 2008, 236 p.
- Beltaos, S. et T. Prowse. « River-ice hydrology in a shrinking cryosphere », *Hydrological Processes*, vol. 23, 2009, pp. 122-144.
- Bennett, K.E., A.T. Werner et M. Schnorbus. « Uncertainties in hydrologic and climate change impact analyses in headwater basins of British Columbia », *Journal of Climate*, vol. 25, n° 17, 2012, pp. 5711-5730.
- Bernier, N.B. et K.R. Thompson. « Predicting the frequency of storm surges and extreme sea levels in the northwest Atlantic », *Journal of Geophysical Research*, vol. 111, C10009, 2006.
- Bianucci, L. et K.L. Denman. « Carbon and oxygen cycles: sensitivity to changes in environmental forcing in a coastal upwelling system », *Journal of Geophysical Research*, vol. 117, G01020, 2011.
- Bindoff, N.L., J. Willebrand, V. Artale, A. Cazenave, J. Gregory, S. Gulev, K. Hanawa, C. Le Quéré, S. Levitus, Y. Nojiri, C.K. Shum, L.D. Talley et A. Unnikrishnan. « Observations: oceanic climate change and sea level », dans *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*, contribution du Groupe de travail I au Quatrième rapport du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor et H.L. Miller (éd.), Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, New York, États-Unis, 2007, pp. 385-432.
- Blunden, J. et D.S. Arndt (éd.) « State of the Climate in 2011 », *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 93, n° 7, 2012, pp. S1-S264.
- Bohrn, S.K. *Climate change impact assessment and uncertainty analysis of the hydrology of a northern, data-sparse catchment using multiple hydrological models*, Civil Engineering, University of Manitoba, Winnipeg, 2012, <<http://mspace.lib.umanitoba.ca/handle/1993/13692>>.
- Bolch, T., B. Menounos et R. Wheate. « Landsat-based inventory of glaciers in western Canada, 1985-2005 », *Remote sensing of Environment*, vol. 114, 2010, pp. 127-137.
- Bonsal, B.R., R. Aider, P. Gachon et S. Lapp. « An assessment of Canadian prairies drought: past, present and future », *Climate Dynamics*, vol. 41, n° 2, 2012, p. 501-516.
- Bonsal, B.R., T.D. Prowse, C.R. Duguay et M.P. Lacroix. « Impacts of large-scale teleconnections on freshwater-ice duration over Canada », *Journal of Hydrology*, vol. 330, 2006, pp. 340-353.
- Bonsal, B.R. et A. Shabbar. *Oscillations climatiques à grande échelle ayant une incidence sur le Canada, de 1990 à 2008*, Biodiversité canadienne : état et tendances des écosystèmes en 2010, Rapport technique thématique n° 4, Conseils canadiens des ministres des ressources, Ottawa (Ontario), 2011, iii + 15 p.
- Bonsal, B.R., E.E. Wheaton, A.C. Chipanshi, C. Lin, D.J. Sauchyn et L. Wen. « Drought research in Canada: A Review », *Atmosphere-Ocean*, vol. 49, n° 4, 2011, pp. 303-319.
- Boyer, C., D. Chaumont, I. Chartier et A.G. Roy. « Impact of climate change on the hydrology of St. Lawrence tributaries », *Journal of Hydrology*, vol. 384, 2010, pp. 65-83.
- Brimley, B., J.-F. Cantin, D. Harvey, M. Kowalchuk, P. Marsh, T. Ouarda, B. Phinney, P. Pilon, M. Renouf, B. Tassone, R. Wedel et T. Yuzzyk. *Establishment of the Reference Hydrometric Basin Network (RHBN) for Canada*, Environnement Canada, 1999, 41 p.
- Brown, L.C. et C.R. Duguay. « The response and role of ice cover in lake-climate interactions », *Progress in Physical Geography*, vol. 34, n° 5, 2010, pp. 671-704.
- Brown, L.C. et C.R. Duguay. « The fate of lake ice in the North American Arctic », *The Cryosphere*, vol. 5, 2011, pp. 869-892.
- Brown, R., C. Derkesen et L. Wang. « A multi-data set analysis of variability and change in Arctic spring snow cover extent, 1967-2008 », *Journal of Geophysical Research*, vol. 115, D16111, 2010.
- Brown, R.D. et P.W. Mote. « The response of the Northern Hemisphere snow cover to a changing climate », *Journal of Climate*, vol. 22, 2009, pp. 2124-2145.
- Brown, R.D. et D.A. Robinson. « Northern Hemisphere spring snow cover variability and change over 1922-2010 including an assessment of uncertainty », *The Cryosphere*, vol. 5, 2011, pp. 219-229.
- Bürger, G., J. Schulla et A.T. Werner. « Estimates of future flow, including extremes of the Columbia River headwaters », *Water Resources Research*, vol. 47, n° 10, 2011.
- Burn, D.H., J.M. Buttle, D. Caissie, G. MacCulloch, C. Spence et K. Stahl. « The processes, patterns, and impacts of low flows across Canada », *Revue canadienne des ressources hydriques*, vol. 33, n° 2, 2008, pp. 107-124.
- Burn, D.H., Sharif, M. et K. Zhang. « Detection of trends in hydrological extremes for Canadian watersheds », *Hydrological Processes*, vol. 24, n° 13, 2010, pp. 1781-1790.
- Callaghan, T.V., M. Johansson, O. Asinimov, H.H. Christiansen, A. Instanes, V. Romanovsky et S. Smith. « Changing permafrost and its impacts », dans *Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA): Climate Change and the Cryosphere*, Programme de surveillance et d'évaluation de l'Arctique, Oslo, Norvège, 2011a, xii + 538 p.
- Callaghan, T.V., M. Johansson, R.D. Brown, P.Y. Grogan, N. Labba, V. Radionov, R.G. Barry, O.N. Bulygina, R.L.H. Essery, D.M. Frolov, V.N. Golubev, T.C. Grenfell, M.N. Petrushina, V.N. Razuvayev, D.A. Robinson, P. Romanov, D. Shindell, A.B. Shmakin, S.A. Sokratov, S. Warren et D. Yang. « The changing face of arctic snow cover: a synthesis of observed and projected changes », *AMBIO*, vol. 40, 2011b, pp. 17-31.
- Capotondi, A., M.A. Alexander, N.A. Bond, E.N. Curchitser et J.D. Scott. « Enhanced upper ocean stratification with climate change in the CMIP3 models », *Journal of Geophysical Research*, vol. 117, C04031, 2012.
- Cavaleri, D.J. et C.L. Parkinson. « Arctic sea ice variability and trends, 1979-2010 », *The Cryosphere*, vol. 6, 2012, pp. 881-889.
- Chandler, P. « Sea surface temperature and salinity trends observed at lighthouses », dans *State of the physical, biological, and selected fishery resources of Pacific Canadian marine ecosystems in 2011*, pp. 35-37, J.R. Irvine et W.R. Crawford (éd.), Pêches et Océans Canada, Secrétariat canadien de consultation scientifique, Document de recherche 2012/072, 2012, vi + 141 p.
- Chen, J., F.P. Brissette, A. Poulin et R. Leconte. « Overall uncertainty study of the hydrological impacts of climate change for a Canadian watershed », *Water Resources Research*, vol. 47, W12509, 2011.
- Chen, Z. et S.E. Grasby. « Impact of decadal and century-scale oscillations on hydroclimate trend analyses », *Journal of Hydrology*, vol. 365, 2009, pp. 122-133.
- Christensen, J.H., B. Hewitson, A. Busioci, A. Chen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R.K. Kolli, W.-T. Kwon, R. Laprise, V. Magaña Rueda, L. Mearns, C.G. Menéndez, J. Räisänen, A. Rinke, A. Sarr et P. Whetton. « Regional Climate Projections », dans *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*, contribution du Groupe de travail I au Quatrième rapport du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor et H.L. Miller (éd.), Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, New York, États-Unis, 2007, p. 847-940.
- Christian, J.R. et M.G.G. Foreman. *Tendances et prévisions des changements climatiques – Programme des services d'adaptation aux changements climatiques en milieu aquatique*, Rapport technique canadien des sciences halieutiques et aquatiques, 3023, 2013, xi + 112 p.
- Church, J.A., T. Aarup, P.L. Woodworth, W.S. Wilson, R.J. Nicholls, R. Rayner, K. Lambeck, G.T. Mitchum, K. Steffen, A. Cazanave, G. Blewitt, J.X. Mitrovica et J.A. Lowe. « Sea-level rise and variability: synthesis and outlook for the future », dans *Understanding Sea-level Rise and Variability*, J.A. Church, P.L. Woodworth, T. Aarup et W.S. Wilson (éd.), Wiley & Sons, New Jersey, 2010, 428 p.

- Church, J.A., J.M. Gregory, N.J. White, S.M. Platten et J.X. Mitrovica. « Understanding and projecting sea level change », *Oceanography*, vol. 24, n° 2, 2011, pp. 130-141.
- Church, J.A., N.J. White, T. Aarup, W.S. Wilson, P.L. Woodworth, C.M. Domingues, J.R. Hunter et K. Lambeck. « Understanding and projecting sea level change », *Sustainable Science*, vol. 3, n° 1, 2008, pp. 9-22.
- Church, J. A. et N.J. White. « Sea-level rise from the late 19th to the early 21st century », *Surveys in Geophysics*, vol. 32, n° 4-5, 2011, pp. 585-602.
- CIEM (Conseil international pour l'exploration de la mer). *ICES status report on climate change in the North Atlantic*, Rapport des Recherches Collectives n° 310, Conseil international pour l'exploration de la mer, 2011, 262 p., <[http://www.ices.dk/sites/pub/Publication%20Reports/Cooperative%20Research%20Report%20\(CRR\)/crr310/CRR%20310%20Climate%20Change.pdf](http://www.ices.dk/sites/pub/Publication%20Reports/Cooperative%20Research%20Report%20(CRR)/crr310/CRR%20310%20Climate%20Change.pdf)>.
- Colbourne, E., J. Craig, C. Fitzpatrick, D. Senciall, P. Stead et W. Bailey. *An assessment of the physical oceanographic environment on the Newfoundland and Labrador Shelf during 2011*, Pêches et Océans Canada, Secrétariat canadien de consultation scientifique, Document de recherche 2012/044, 2012, iv + 32 p.
- Comiso, J.C. « Large decadal decline of the Arctic multi-year ice cover », *Journal of Climate*, vol. 25, 2012, pp. 1176-1193.
- Copland, L., D.R. Mueller et L. Weir. « Rapid loss of the Ayles ice shelf, Ellesmere Island, Canada », *Geophysical Research Letters*, vol. 34, L21501, 2007.
- Crawford, W.R. et A. Peña. « Declining oxygen on the British Columbia continental shelf », *Atmosphere-Ocean*, vol. 51, 2013, pp. 88-103.
- Crawford, W.R., J. Galbraith et N. Bolingbroke. « Line P ocean temperature and salinity, 1956-2005 », *Progress in Oceanography*, vol. 75, 2007, pp. 161-178.
- Cunderlik, J.M. et T.B. Ouarda. « Trends in the timing and magnitude of floods in Canada », *Journal of Hydrology*, vol. 375, n° 3-4, 2009, pp. 471-480.
- Dai, A. « Drought under global warming: a review », *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, vol. 2, n° 1, 2011, pp. 45-65.
- de Jong, M.F., S.S. Drijfhout, W. Hazeleger, H.M. van Aken et C.A. Severijns. « Simulations of hydrographic properties in the northwestern North Atlantic Ocean in coupled climate models », *Journal of Climate*, vol. 22, 2009, pp. 1767-1786.
- Demuth, M.N., V. Pinard, A. Pietroniro, B.H. Luckman, C. Hopkinson, P. Dornes et L. Comeau. « Recent and past-century variations in the glacier resources of the Canadian Rocky Mountains: Nelson River system », dans *Terra Glacialis Special Issue – Mountain Glaciers and Climate Changes of the Last Century*, L. Bonardi (éd.), 2008, pp. 27-52.
- Denman, K., J.R. Christian, N. Steiner, H.-O. Portner et Y. Nojiri. « Potential impacts of future ocean acidification on marine ecosystems and fisheries: current knowledge and recommendations for future research », *ICES Journal of Marine Science*, vol. 68, n° 6, 2011, pp. 1019-1029.
- Derksen, C. et R.D. Brown. « Terrestrial snow (Arctic) », dans *State of the Climate in 2010*, *Bulletin of the American Meteorological Society*, J.D. Blunden, S. Arndt, M.O. Baringer et al. (éd.), vol. 92, n° 6, 2011, pp. S1-S266.
- Derksen, C. et R. Brown. « Spring snow cover extent reductions in the 2008-2012 period exceeding climate model projections », *Geophysical Research Letters*, vol. 39, L19504, 2012.
- Derksen, C., S.L. Smith, M. Sharp, L. Brown, S. Howell, L. Copland, D.R. Mueller, Y. Gauthier, C.G. Fletcher, A. Tivy, M. Bernier, J. Bourgeois, R. Brown, C.R. Burn, C. Duguay, P. Kushner, A. Langlois, A.G. Lewkowicz, A. Royer et A. Walker. « Variability and change in the Canadian cryosphere », *Climatic Change*, vol. 115, n° 1, 2012, pp. 59-88.
- Dibike, Y., T. Prowse, B. Bonsal, L. de Rham et T. Saloranta. « Simulation of North American lake-ice cover characteristics under contemporary and future climate conditions », *International Journal of Climatology*, publié en ligne le 9 février 2011, 2012.
- Doney, S.C., V.J. Fabry, R.A. Feely et J.A. Kleypas. « Ocean acidification: the other CO₂ problem », *Annual Review of Marine Science*, vol. 1, 2009, pp. 169-192.
- Drijfhout, S., G.J. van Oldenborgh, et A. Cimadoribus. « Is a decline of AMOC causing the warming hole above the North Atlantic in observed and modeled warming patterns? », *Journal of Climate*, vol. 25, 2012, pp. 8373-8379.
- Duguay, C.R., T.D. Prowse, B.R. Bonsal, R.D. Brown, M.P. Lacroix et P. Ménard. « Recent trends in Canadian lake ice cover », *Hydrological Processes*, vol. 20, 2006, pp. 781-801.
- Durack, P.J. et S.E. Wijffels. « Fifty-year trends in global ocean salinities and their relationship to broad-scale warming », *Journal of Climate*, vol. 23, 2010, pp. 4342-4362.
- Easterling, D.R. et M.F. Wehner. « Is the climate warming or cooling? », *Geophysical Research Letters*, vol. 36, L08706, 2009.
- EBNFLO Environmental and AquaResource Inc. *Guide for assessment of hydrologic effects of climate change in Ontario*, document rédigé pour le ministère des Richesses naturelles de l'Ontario et le ministère de l'Environnement en partenariat avec Credit Valley Conservation, 2010.
- ÉIGLA (Étude internationale des Grands Lacs d'amont). *Lake Superior regulation: addressing uncertainty in upper Great Lakes water levels*, Rapport final rédigé pour la Commission mixte internationale, mars 2012, 2012, 215 p.
- Environnement Canada. *Aperçu annuel 2011, Bulletin des tendances et des variations climatiques*, Environnement Canada, 2011, <<http://ec.gc.ca/adsc-cmda/default.asp?lang=Fr&n=F3D25729-1>>.
- Environnement Canada. *Bulletin des tendances et des variations climatiques - Année 2012*, Environnement Canada, 2012, <ec.gc.ca/adsc-cmda/default.asp?lang=Fr&n=77842065-1>.
- Environnement Canada. infoNIVEAU : Niveau des Grands Lacs et du Saint-Laurent – Les lacs Michigan-Huron établissent deux nouveaux records en janvier 2013, vol. 21, n° 2, 2013, <<http://www.ec.gc.ca/eau-water/default.asp?lang=Fr&n=7AD8D7A7>>.
- Ezer, T., L.P. Atkinson, W.B. Corlett et J.L. Blanco. « Gulf Stream's induced sea level rise and variability along the U.S. mid-Atlantic coast », *Journal of Geophysical Research*, vol. 118, 2013, pp. 685-697.
- Feely, R.A., S.C. Doney et S.R. Cooley. « Ocean acidification: present conditions and future changes in a high-CO₂ world », *Oceanography*, vol. 22, n° 4, 2009, pp. 36-47.
- Feely, R.A., C.L. Sabine, J.M. Hernandez-Ayon, D. Ianson et B. Hales. « Evidence for upwelling of corrosive "acidified" water onto the continental shelf », *Science*, vol. 320, 2008, pp. 1490-1492.
- Forbes, D.L. (editor) (2011): *State of the Arctic Coast 2010 – Scientific Review and Outlook; International Arctic Science Committee, Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone, Arctic Monitoring and Assessment Programme*, International Permafrost Association, Helmholtz-Zentrum, Geesthacht, Allemagne, 178 p. <<http://arcticcoasts.org>>.
- Forbes, D.L., M.R. Craymer, T.S. James, S.M. Solomon, P. Marsh, G.K. Manson, D. Whalen et C. Hopkinson. « Sea-level rise, subsidence and potential inundation on the outer Mackenzie Delta », programme de la conférence scientifique de l'API, à Oslo, Polar Science – Global Impact, Oslo, du 8 au 12 juin 2010, 2010, <http://elsevier.conference-services.net/resources/247/1976/pdf/Oslo2010_1904.pdf>.
- Forbes, D.L., G.K. Manson, J. Charles, K.R. Thompson et R.B. Taylor. *Halifax Harbour extreme water levels in the context of climate change: scenarios for a 100-year planning horizon*, Commission géologique du Canada, Dossier public 6346, 2009, 21 p.
- Forbes, D.L., G.S. Parkes, G.K. Manson et L.A. Ketch. « Storms and shoreline retreat in the southern Gulf of St. Lawrence », *Marine Geology*, vol. 210, 2004, pp. 169-204.
- Forbes, D.L. et R.B. Taylor. « Ice in the shore zone and the geomorphology of cold coasts », *Progress in Physical Geography*, vol. 18, 1994, pp. 59-89.
- Forbes, K.A., S.W. Kienzie, C.A. Coburn, J.M. Byrne et J. Rasmussen. « Simulating the hydrological response to predicted climate change on a watershed in southern Alberta, Canada », *Climatic Change*, vol. 105, n° 3-4, 2011, pp. 555-576.
- Fortin, V. et A. Gronewold. « Water balance of the Laurentian Great Lakes », dans *Encyclopedia of Lakes and Reservoirs, Encyclopedia of Earth Sciences Series*, L. Bengtsson, R.W. Fairbridge et R.W. Herschy (éd.), 2012.
- Foster, G. et S. Rahmstorf. « Global temperature evolution 1979-2010 », *Environmental Research Letters*, vol. 6, 044022, 2011.
- Freeland, H.J. « Evidence of change in the winter mixed layer in the Northeast Pacific Ocean: a problem revisited », *Atmosphere-Ocean*, vol. 51, 2013, pp. 126-133.
- Furgal, C. et T.D. Prowse. « Nord du Canada », dans *Vivre avec les changements climatiques au Canada : édition 2007*, D. Lemmen, F. Warren, J. Lacroix et E. Bush (éd.), Gouvernement du Canada, Ottawa (Ontario), 2008, pp. 57-118.
- Galbraith, P.S. et P. Larouche. « Sea-surface temperature in Hudson Bay and Hudson Strait in relation to air temperature and ice cover breakup, 1985-2009 », *Journal of Marine Systems*, vol. 87, 2011, pp. 66-78.
- Galbraith, P.S., J. Chassé, D. Gilbert, P. Larouche, D. Brickman, B. Pettigrew, L. Devine, A. Gosselin, R.G. Pettipas et C. Lafleur. *Physical oceanographic conditions in the Gulf of St. Lawrence in 2011*, Pêches et Océans Canada, Secrétariat canadien de consultation scientifique, Document de recherche 2012/023, 2012a, iii + 85 p.
- Galbraith, P.S., P. Larouche, J. Chassé et B. Petrie. « Sea-surface temperature in relation to air temperature in the Gulf of St. Lawrence: interdecadal variability and long term trends », *Deep Sea Research Part II*, 2012b, doi : 10.1016/j.dsr2.2012.04.001.

- Gardner, A.S., G. Moholdt, B. Wouters, G.J. Wolken, D.O. Burgess, M.J. Sharp, J.G. Cogley, C. Braun et C. Labine. « Sharply increased mass loss from glaciers and ice caps in the Canadian Arctic Archipelago », *Nature*, vol. 473, 2011, pp. 357-360.
- Ghanbari, R.N. et H.R. Bravo. « Coherence between atmospheric teleconnections, Great Lakes water levels, and regional climate », *Advances in Water Resources*, vol. 31, 2008, pp. 1284-1298.
- GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat). *Climate change 2001: the scientific basis*, contribution du Groupe de travail I au Troisième rapport du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, J.T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell et C.A. Johnson (éd.), Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni, 2001, 881 p.
- GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat). *Changements climatiques 2007 : rapport de synthèse*, contribution des Groupes de travail I, II et III au Quatrième rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, R.K. Pachauri et A. Reisinger (éd.), Genève, Suisse, 2007, 103 p.
- GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat). *Special report on managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation (SREX)*, Rapport spécial des Groupes de travail I et II du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, 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.M. Allen, M. Tignor et P.M. Midgley (éd.), Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, New York, États-Unis, 2012, 582 p.
- GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat). « Summary for Policymakers », dans *Climate Change 2013: the Physical Science Basis*, contribution du Groupe de travail I au Cinquième rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (éds), Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, New York, États-Unis, 2013. p. 3-29.
- Gilbert, D., N.N. Rabalais, R.J. Diaz et J. Zhang. « Evidence for greater oxygen decline rates in the coastal ocean than in the open ocean », *Biogeosciences*, vol. 7, 2010, pp. 2283-2296.
- Gilbert, D., B. Sundby, C. Gobeil, A. Mucci et G.H. Tremblay. « A seventy-two-year record of diminishing deep-water oxygen in the St. Lawrence estuary: the northwest Atlantic connection », *Limnology and Oceanography*, vol. 50, 2005, pp. 1654-1666.
- Gillet, N.P., D.A. Stone, P.A. Stott, T. Nozawa, A.Y. Karpechko, G.C. Hegerl, M.F. Wehner et P.D. Jones. « Attribution of polar warming to human influence », *Nature Geoscience*, vol. 1, 2008, pp. 750-754.
- Giorgi, F., E.-S. Im, E. Coppola, N.S. Diffenbaugh, X.J. Gao, L. Mariotti et Y. Shi. « Higher hydroclimatic intensity with global warming », *Journal of Climate*, vol. 24, 2011, pp. 5309-5324.
- Gouvernements fédéral, provinciaux et territoriaux du Canada. *Biodiversité canadienne : état et tendances des écosystèmes en 2010*, Conseils canadiens des ministres des ressources, Ottawa (Ontario), 2010, vi + 148 p., <<http://www.biodivcanada.ca/default.asp?lang=Fr&n=83A35E06-1>>.
- Greenan, B., G. Harrison, I. Yashayev, K. Azetsu-Scott, E. Head, W. Li et J. Loder. « Physical, chemical and biological conditions in the Labrador Sea in 2009 », *Atlantic Zone Monitoring Bulletin*, Pêches et Océans Canada, vol. 9, 2010, pp. 11-19, <http://www.meds-sdmm.dfo-mpo.gc.ca/isdm-gdsi/azmp-pmza/docs/bulletin_9_03.pdf>.
- Greenberg, D.A., W. Blanchard, B. Smith et E. Barrow. « Climate change, mean sea level and high tides in the Bay of Fundy », *Atmosphere-Ocean*, vol. 50, n° 3, 2012, pp. 261-276.
- Grillakis, M.G., A.G. Koutroulis et I.K. Tsanis. « Climate change impact on the hydrology of Spencer Creek watershed in Southern Ontario, Canada », *Journal of Hydrology*, vol. 409, n° 1-2, 2011, pp. 1-19.
- Gutowski, W.J., G.C. Hegerl, G. J. Holland, T.R. Knutson, L.O. Mearns, R.J. Stouffer, P.J. Webster, M.F. Wehner et F.W. Zwiers. « Causes of observed changes in extremes and projections of future changes », dans *Weather and Climate Extremes in a Changing Climate. Regions of Focus: North America, Hawaii, Caribbean, and U.S. Pacific Islands*, T.R. Karl, G.A. Meehl, C.D. Miller, S.J. Hassol, A.M. Waple et W.L. Murray (éd.), Synthesis and Assessment Product 3.3, rapport rédigé par le U.S. Climate Change Science Program et le Subcommittee on Global Change Research, Washington, DC, 2008, p. 81-116.
- Hammill, M.O. et P.S. Galbraith. « Changements dans la couverture saisonnière de glace de mer et leurs effets sur les mammifères marins », dans *Rapport sur l'état des océans pour la zone de gestion intégrée du golfe du Saint-Laurent (GIGSL)*, H.P. Benoit, J.A. Gagné, C. Savenkoff, P. Ouellet et M.-N. Bourassa (éd.), Rapport manuscrit canadien des sciences halieutiques et aquatiques, n° 2986, 2012, ix + 79 p.
- Hanrahan, J.L., S.V. Kravtsov et P.J. Roebber. « Quasi-periodic decadal cycles in levels of lakes Michigan and Huron », *Journal of Great Lakes Research*, vol. 35, 2009, pp. 30-35.
- Harma, K.J., M.S. Johnson et S.J. Cohen. « Future water supply and demand in the Okanagan Basin, British Columbia: a scenario-based analysis of multiple, interacting stressors », *Water Resources Management*, vol. 26, n° 3, 2012, pp. 667-689.
- Harvey, B.J., L.C. Shaffrey, T.J. Woollings, G. Zappa et K.I. Hodges. « How large are projected 21st century storm track changes? » *Geophysical Research Letters*, vol. 39, no 18, L18707, 2012.
- Harvey, K.D., P.J. Pilon et T.R. Yuzyk. « Canada's Reference Hydrometric Basin Network (RHBN) », dans *Partnerships in water resource management: proceedings of the CWRA 52nd Annual Conference*, Association canadienne des ressources hydriques, Nouvelle-Écosse, 1999, pp. 5-70.
- Hayhoe, K., J. VanDorn, T. Croley, N. Schlegal et D. Wuebbles. « Regional climate change projections for Chicago and the US Great Lakes », *Journal of Great Lakes Research*, vol. 36, 2010, pp. 7-21.
- Hebert, D., R. Pettipas, B. Petrie et D. Brickman. *Meteorological, sea ice and physical oceanographic conditions on the Scotian Shelf and in the Gulf of Maine during 2011*, Pêches et Océans Canada, Secrétariat canadien de consultation scientifique, Document de recherche 2012/055, 2012, vi + 43 p.
- Heginbottom, J.A., M.A. Dubreuil et P.A. Harker (comp.) « Canada – Pergélisol », *Atlas national du Canada* (5e édition), planche 2.1, MCR 4177, Géomatique Canada et Division de la science des terrains, Service d'information de l'Atlas national et Commission géologique du Canada, Ottawa (Ontario), 1995.
- Hegerl, G.C., F.W. Zwiers, P. Braconnot, N.P. Gillet, Y. Luo, J.A. Marengo Orsini, N. Nicholls, J.E. Penner et P.A. Stott. « Understanding and attributing climate change », dans *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*, Contribution du Groupe de travail I au Quatrième rapport du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor et H.L. Miller (éd.), Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, New York, États-Unis, 2007. p. 663-745.
- Held, I.M. et B.J. Soden. « Robust responses of the hydrological cycle to global warming », *Journal of Climate*, vol. 19, 2006, pp. 5686-5699.
- Helm, K.P., N.L. Bindoff et J.A. Church. « Changes in the global hydrological cycle inferred from ocean salinity », *Geophysical Research Letters*, vol. 37, L18701, 2010.
- Helm, K.P., N.L. Bindoff et J.A. Church. « Observed decreases in oxygen content of the global ocean », *Geophysical Research Letters*, vol. 38, L23602, 2011.
- Hibbard, K.A., D.P. van Vuuren et J. Edmonds. « A primer on the Representative Concentration Pathways (RCPs) and the coordination between the climate and integrated assessment modeling communities », *CLIVAR Exchanges*, vol. 16, n° 2 (Special Issue on WCRP CMIP5), 2011, pp. 12-15.
- Howell, S.E.L., A. Tivy, J.J. Yackel et S. McCourt. « Multi-year sea-ice conditions in the Western Canadian Arctic Archipelago region of the Northwest Passage: 1968-2006 », *Atmosphere-Ocean*, vol. 46, n° 2, 2008a, pp. 229-242.
- Howell, S.E.L., A. Tivy, J.J. Yackel, B.G.T. Else et C.R. Duguay. « Changing sea ice melt parameters in the Canadian Arctic Archipelago: implications for the future presence of multiyear ice », *Journal Of Geophysical Research: Oceans*, vol. 113, C09030, 2008b.
- Howell, S.E.L., C.R. Duguay et T. Markus. « Sea ice conditions and melt season duration variability within the Canadian Arctic Archipelago: 1979-2008 », *Geophysical Research Letters*, vol. 36, L10502, 2009.
- Hundecha, Y., A. St.-Hilaire, T.B. Ouarda et S. El Adliouni. « A nonstationary extreme value analysis for the assessment of changes in extreme annual wind speed over the Gulf of St. Lawrence, Canada », *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 47, 2008, pp. 2745-2759.
- Hutchings, J.A., I.M. Côté, J.J. Dodson, I.A. Fleming, S. Jennings, N.J. Mantua, R.M. Peterman, B. Riddell, A.J. Weaver et D.L. VanderZwaag. *Sustaining Canada's marine biodiversity: responding to the challenges posed by climate change, fisheries and aquaculture*, Rapport des groupes d'experts rédigé par la Société royale du Canada, 2012, <https://rsc-src.ca/sites/default/files/pdf/RSCMarineBiodiversity2012_ENFINAL.pdf>.
- Huybrechts, P., H. Goelzer, I. Janssens, E. Driesschaert, T. Fichfet, H. Goosse et M.-F. Loutre. « Response of the Greenland and Antarctic ice sheets to multi-millennial greenhouse warming in the Earth system model of intermediate complexity LOVECLIM », *Surveys in Geophysics*, vol. 32, 2011, pp. 397-416.

- Irvine, J.R. et W.R. Crawford. *State of the physical, biological and selected fishery resources of Pacific Canadian marine ecosystems in 2011*, Pêches et Océans Canada, Secrétariat canadien de consultation scientifique, Document de recherche 2012/072, 2012, vi+ 141 p.
- James, T.S., K.M. Simon, D.L. Forbes, A.S. Dyke et D.J. Mate. *Sea-level projections for five pilot communities of the Nunavut climate change partnership*, Commission géologique du Canada, Dossier public 6715, 2011, 23 p.
- Jevrejeva, S., J.C. Moore et A. Grinsted. « Sea level projections to AD2500 with a new generation of climate change scenarios », *Global and Planetary Change*, vol. 80-81, 2012, pp. 14-20.
- Jost, G., R.D. Moore, B. Menounos et R. Wheate. « Quantifying the contribution of glacier runoff to streamflow in the upper Columbia River Basin, Canada », *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 16, n° 3, 2012, pp. 849-860.
- Katsman, C.A., A. Sterl, J.J. Beersma, H.W. van den Brink, J.A. Church, W. Hazeleger, R.E. Kopp, D. Kroon, J. Kwadijk, R. Lammersen, J. Lowe, M. Oppenheimer, H.-P. Plag, J. Ridley, H. von Storch, D.G. Vaughan, P. Vellinga, L.L.A. Vermeersen, R.S.W. van der Wal et R. Weisse. « Exploring high-end scenarios for local sea level rise to develop flood protection strategies for a low-lying delta – the Netherlands as an example », *Climatic Change*, vol. 109, 2011, pp. 617-645.
- Kerkhoven, E. et T.Y. Gan. « 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, n° 4, 2011, pp. 583-607.
- Khalig, M.N., T.B. Ouarda, P. Gachon et L. Sushama. « Temporal evolution of low-flow regimes in Canadian rivers », *Water Resources Research*, vol. 44, W08436, 2008.
- Kharin, V.V., F.W. Zwiers, X. Zhang et G.C. Hegerl. « Changes in temperature and precipitation extremes in the IPCC ensemble of global coupled model simulations », *Journal of Climate*, vol. 20, 2007, pp. 1419-1444.
- Kienzle, S.W., M.W. Nemeth, J.M. Byrne et R.J. MacDonald. « 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.
- Lamon, E.C. et C.A. Stow. « Lake Superior water level fluctuation and climatic factors: a dynamic linear model analysis », *Journal of Great Lakes Research*, vol. 36, 2010, pp. 172-178.
- Lapp, S., D.J. Sauchyn et B. Toth. « Constructing scenarios of future climate and water supply for the SSRB: use and limitations for vulnerability assessment », *Prairie Forum*, vol. 34, n° 1, 2009, pp. 153-180.
- Latifovic, R. et D. Pouliot. « Analysis of climate change impacts on lake ice phenology in Canada using the historical satellite data record », *Remote Sensing of Environment*, vol. 106, 2007, pp. 492-507.
- Le Treut, H., R. Somerville, U. Cubasch, Y. Ding, C. Mauritzen, A. Mokssit, T. Peterson et M. Prather. « Historical overview of climate change science », dans *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*, contribution du Groupe de travail I au Quatrième rapport du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor et H.L. Miller (éd.), Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, New York, États-Unis, 2007.
- Lemke, P., J. Ren, R.B. Alley, I. Allison, J. Carrasco, G. Flato, Y. Fujii, G. Kaser, P.W. Mote, R.H. Thomas et T. Zhang. « Observations: changes in snow, ice and frozen ground », dans *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*, contribution du Groupe de travail I au Quatrième rapport du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor et H.L. Miller (éd.), Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, New York, États-Unis, 2007.
- Lemmen, D.S., F.J. Warren, J. Lacroix et E. Bush (éd.) *Vivre avec les changements climatiques au Canada : édition 2007*, Gouvernement du Canada, Ottawa (Ontario), 2008, 448 p.
- Lenaerts, J.T.M., J.H. van Angelen, M.R. van den Broeke, A.S. Gardner, B. Wouters et E. van Meijgaard. « Irreversible mass loss of Canadian Arctic Archipelago glaciers », *Geophysical Research Letters*, vol. 40, 2013, pp. 870-874.
- Lenters, J.D. « Trends in the Lake Superior water budget since 1948: a weakening seasonal cycle », *Journal of Great Lakes Research*, vol. 30, 2004, pp. 20-40.
- Liston, G.E. et C.A. Hiemstra. « The changing cryosphere: pan-Arctic snow trends (1979-2009) », *Journal of Climate*, vol. 24, 2011, pp. 5691-5712.
- Loder, J.W., G. Han, P.S. Galbraith, J. Chassé et A. van der Baaren (éd.). « Aspects of climate change in the Northwest Atlantic off Canada », *Rapports techniques canadiens des sciences halieutiques et aquatiques*, n° 3045, 2013a, x + 190 p.
- Loder, J.W., Z. Wang, A. van der Baaren et R. Pettipas. « Trends and variability of sea surface temperature in the North Atlantic from the HadISST, ERSST and COBE datasets », *Rapports techniques canadiens sur l'hydrographie et les sciences océaniques*, n° 292, 2013b, viii + 36 p.
- Long, Z., W. Perrie, J. Gyakum, R. Laprise et D. Caya. « Scenario changes in the climatology of winter midlatitude cyclone activity over eastern North America and the Northwest Atlantic », *Journal of Geophysical Research*, vol. 114, D12111, 2009.
- MacKay, M. et F. Seglenieks. « On the simulation of Laurentian Great Lakes water levels under projections of global climate change », *Climatic Change*, vol. 117, 2013, pp. 55-67.
- Manson, G.K. et S.M. Solomon. « Past and future forcing of Beaufort Sea coastal change », *Atmosphere-Ocean*, vol. 45, 2007, pp. 107-122.
- Markus, T., J.C. Stroeve et J. Miller. « Recent changes in Arctic sea ice melt onset, freezeup, and melt season length », *Journal of Geophysical Research: Oceans*, vol. 114, C12024, 2009, pp. 1-14.
- Marshall, S., E. White, M. Demuth, T. Bolch, R. Wheate, B. Menounos, M. Beedle et J. Shea. « Glacier water resources on the eastern slopes of the Canadian Rocky Mountains », *Revue canadienne des ressources hydriques*, vol. 36, n° 2, 2011, pp. 109-134.
- Marzeion, B., A.H. Jarosch et M. Hofer. « Past and future sea-level change from the surface mass balance of glaciers », *The Cryosphere*, vol. 6, 2012, pp. 1295-1322.
- Maslanik, J., J. Stroeve, C. Fowler et W. Emery. « Distribution and trends in Arctic sea ice age through spring 2011 », *Geophysical Research Letters*, vol. 38, L13502, 2011.
- Massonnet, F., T. Fichet, H. Goose, C.M. Bitz, G. Philippon-Berthier, M.M. Holland et P.-Y. Barriat. « Constraining projections of summer Arctic sea ice », *The Cryosphere*, vol. 6, 2012, pp. 1383-1394.
- Mazzotti, S., C. Jones et R.E. Thomson. « Relative and absolute sea level rise in western Canada and northwestern United States from a combined tide gauge-GPS analysis », *Journal of Geophysical Research*, vol. 113, C11019, 2008.
- Mazzotti, S., A. Lambert, J. Henton, T.S. James et N. Courtier. « Absolute gravity calibration of GPS velocities and glacial isostatic adjustment in mid-continent North America », *Geophysical Research Letters*, vol. 38, L24311, 2011.
- Mazzotti, S., A. Lambert, M. Van der Kooij et A. Mainville. « Impact of anthropogenic subsidence on relative sea-level rise in the Fraser River delta », *Geology*, vol. 37, 2009, pp. 771-774.
- Meehl, G.A., C. Covey, K.E. Taylor, T. Delworth, R. J. Stouffer, M. Latif, B. McAvaney et J.F.B. Mitchell. « The WCRP CMIP3 multi-model dataset: a new era in climate change research », *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 88, n° 9, 2007a, pp. 1383-1394.
- Meehl, G.A., T.F. Stocker, W.D. Collins, P. Friedlingstein, A.T. Gaye, G.M. Gregory, A. Kitoh, R. Knutti, J.M. Murphy, A. Noda, S.C.B. Raper, I.G. Watterson, A.J. Weaver et Z.-C. Zhao. « Global climate projections », dans *Climate Change 2007: the Physical Science Basis*, contribution du Groupe de travail I au Quatrième rapport du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor et H.L. Miller (éd.), Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, New York, États-Unis, 2007b, p. 747-845.
- Meier, W.N., S. Gerland, M.A. Granskog et J.R. Key. « Sea ice », dans *Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA): Climate Change and the Cryosphere*, Programme de surveillance et d'évaluation de l'Arctique, Oslo, Norvège, 2011, xii + 538 p.
- Mekis, É. et L.A. Vincent. « An overview of the second generation adjusted daily precipitation dataset for trend analysis in Canada », *Atmosphere-Ocean*, vol. 49, n° 2, 2011a, pp. 163-177.
- Mekis, É. et L.A. Vincent. « Trends in indices related to agroclimatic conditions based on homogenized temperature and adjusted precipitation in Canada », 19th Conference on Applied Climatology, 18-20 juillet 2011, Asheville, Caroline du Nord, États-Unis, 2011b, <<http://ams.confex.com/ams/19Applied/webprogram/Paper190186.html>>.
- Melling, H. « Sea ice of the northern Canadian Archipelago », *Journal Of Geophysical Research*, vol. 107, n° C11, 2002, p. 3181.
- Meysingnac, B., M. Becker, W. Lovel et A. Cazenave. « An assessment of two-dimensional past sea level reconstructions over 1950-2009 based on tide-gauge data and different input sea level grids », *Surveys in Geophysics*, vol. 33, 2012, pp. 945-972.
- Min, S-K., X. Zhang, F. Zwiers et T. Agnew. « Human influence on Arctic sea ice detectable from early 1990s onwards », *Geophysical Research Letters*, vol. 35, L21701, 2008.
- Min, S-K., X. Zhang, F.W. Zwiers et G. Hegerl. « Human contribution to more-intense precipitation extremes », *Nature*, vol. 470, 2011, pp. 378-381.

- Mitrovica, J.X., M.E. Tamisiea, J.L. Davis et G.A. Milne. « Recent mass balance of polar ice sheets inferred from patterns of global sea-level change », *Nature*, vol. 409, 2001, pp. 1026-1029.
- Mitrovica, J.X., N. Gomez, E. Morrow, C. Hay, K. Latychev et M.E. Tamisiea. « On the robustness of predictions of sea level fingerprints », *Geophysical Journal International*, vol. 187, 2011, pp. 729-742.
- Mizuta, R. « Intensification of extratropical cyclones associated with the polar jet change in the CMIP5 global warming projections », *Geophysical Research Letters*, vol. 39, L19707, 2012.
- Mladjic, B., L. Sushama, M.N. Khaliq, R. Laprise, D. Caya et R. Roy. « Canadian RCM projected changes to extreme precipitation characteristics over Canada », *Journal of Climate*, vol. 24, 2011, pp. 2565-2584.
- Monk, W.A. et D.J. Baird. « Rapport sur l'état et les tendances des écosystèmes : biodiversité dans les rivières et lacs du Canada », dans *État et tendances des écosystèmes en 2010*, Rapport technique thématique n° 20, Conseils canadiens des ministres des ressources, Ottawa (Ontario), vi + 79 p., 2011, <<http://www.biodivcanada.ca/default.asp?lang=Fr&n=137E1147-1>>.
- Monk, W.A., D.L. Peters, R.A. Curry et D.J. Baird. « Quantifying trends in indicator hydroecological variables for regime-based groups of Canadian rivers », *Hydrological Processes*, vol. 25, 2011, pp. 3086-3100.
- Monk, W.A., D.L. Peters et D.J. Baird. « Assessment of ecologically relevant hydrological variables influencing a cold-region river and its delta: the Athabasca River and the Peace-Athabasca Delta, northwestern Canada », *Hydrological Processes*, vol. 26, 2012, pp. 1827-1839.
- Moss, R.H., J.A. Edmonds, K.A. Hibbard, M.R. Manning, S.K. Rose, D.P. van Vuuren, T.R. Carter, S. Emori, M. Kainuma, T. Kram, G.A. Meehl, J.F.B. Mitchell, N. Nakicenović, K. Riahi, S.J. Smith, R.J. Stouffer, A.M. Thomson, J.P. Weyant et T.J. Wilbanks. « The next generation of scenarios for climate change research and assessment », *Nature*, vol. 463, 2010, pp. 747-756.
- Mucci A., M. Starr, D. Gilbert et B. Sundby. « Acidification of lower St. Lawrence Estuary bottom waters », *Atmosphere-Ocean*, vol. 49, n° 3, 2011, pp. 206-218.
- Nakićenović, N., O. Davidson, G. Davis, A. Grübler, T. Kram, E. Lebre La Rovere, B. Metz, T. Morita, W. Pepper, H. Pitcher, A. Sankovski, P. Shukla, R. Swart, R. Watson et Z. Dadi. *Special Report on Emissions Scenarios*, Rapport spécial du Groupe de travail III du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, Cambridge University Press, 2000, 599 p.
- National Research Council. *Climate Stabilization Targets: Emissions, Concentrations, and Impacts over Decades to Millennia*, National Academies Press, Washington (DC), 2011, 286 p.
- Nerem, R.S., D.P. Chambers, C. Choe et G.T. Mitchum. « Estimating mean sea level change from the TOPEX and Jason Altimeter missions », *Marine Geodesy*, vol. 33, 2010, pp. 435-446.
- NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). *Arctic Report Card*, J. Richter-Menge, M.O. Jeffries et J.E. Overland (éd.), National Oceanic and Atmospheric Administration, 2012, <www.arctic.noaa.gov/reportcard>.
- OMM (Organisation météorologique mondiale). *Déclaration de l'OMM sur l'état du climat mondial en 2010*, Organisation météorologique mondiale, Genève, Suisse, n° 1074, ISBN 978-92-63-21074-6, 2011, <http://www.wmo.int/pages/prog/wcp/wcdmp/documents/1074_fr.pdf>.
- OMM (Organisation météorologique mondiale). *Déclaration de l'OMM sur l'état du climat mondial en 2012*, Organisation météorologique mondiale, Genève, Suisse, n° 1108, ISBN 978-92-63-21108-8, 2013, <http://library.wmo.int/pmb_ged/wmo_1108_fr.pdf>.
- Pêches et Océans Canada – Service hydrographique du Canada. *Niveaux de l'eau, Grands Lacs et port de Montréal*, Bulletin de niveaux d'eau mensuels, Service hydrographique du Canada, 2007, <http://www.waterlevels.gc.ca/C&A/bulletin_f.html>.
- Pêches et Océans Canada – Service hydrographique du Canada. *Région du Centre et de l'Arctique, Données historiques des niveaux de l'eau*, Service hydrographique du Canada, 2013a, <http://www.waterlevels.gc.ca/C&A/network_means.html>.
- Pêches et Océans Canada – Service hydrographique du Canada. *Niveaux de l'eau, Grands Lacs et port de Montréal*, Bulletin de niveaux d'eau mensuels, Service hydrographique du Canada, 2013b, <http://www.waterlevels.gc.ca/C&A/bulletin_f.html>.
- Peltier, W.R. « Global glacial isostasy and the surface of the Ice-Age Earth: the ICE-5G (VM2) model and GRACE », *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, vol. 32, 2004, pp. 111-149.
- Perovich, D., W. Meir, J. Maslanik et J. Richter-Menge. « Sea ice », dans *Arctic Report Card 2011*, J. Richter-Menge, M.O. Jeffries et J.E. Overland (éd.), 2011.
- Perovich, D., W. Meier, M. Tschudi, S. Gerland et J. Richter-Menge. « Sea ice », dans *Arctic Report Card 2012*, M.O. Jeffries, J.A. Richter-Menge et J.E. Overland (éd.), 2012, <<http://www.arctic.noaa.gov/reportcard>>.
- Perrie, W., Y. Yao et W. Zhang. « On the impacts of climate change and the upper ocean on midlatitude northwest Atlantic landfalling cyclones », *Journal of Geophysical Research*, vol. 115, D23110, 2010.
- Peters, G.P., R.M. Andrew, T. Boden, J.G. Canadell, P. Ciais, C. Le Quéré, G. Marland, M.R. Raupach et C. Wilson. « The challenge to keep global warming below 2 °C », *Nature Climate Change*, vol. 3, 2012, pp. 4-6.
- Peterson, T.C., X. Zhang, M. Brunet-India et J.L. Vazquez-Aguirre. « Changes in North American extremes derived from daily weather data », *Journal Of Geophysical Research*, vol. 113, D07113, 2008, 9 p.
- Peterson, T.C., D.M. Anderson, S.J. Cohen, M. Cortez-Vázquez, R.J. Murnane, C. Parmesan, D. Phillips, R.S. Pulwarthy et J.M.R. Stone. « Why weather and climate extremes matter », dans *Weather and Climate Extremes in a Changing Climate. Regions of Focus: North America, Hawaii, Caribbean, and U.S. Pacific Islands*, T.R. Karl, G.A. Meehl, C.D. Miller, S.J. Hassol, A.M. Waple et W.L. Murray (éd.), Synthesis and Assessment Product 3.3, rapport rédigé par le U.S. Climate Change Science Program et le Subcommittee on Global Change Research, Washington, DC, 2008.
- Petrie, B. et P. Yeats. « Annual and interannual variability of nutrients and their estimated fluxes in the Scotian Shelf – Gulf of Maine region », *Journal canadien des sciences halieutiques et aquatiques*, vol. 57, 2000, pp. 2536-2546.
- Petrie, B. « Does the North Atlantic Oscillation affect hydrographic properties on the Canadian Atlantic continental shelf? » *Atmosphere-Ocean*, vol. 45, 2007, pp. 141-151.
- Pfeffer, W.T., J.T. Harper et S. O'Neel. « Kinematic constraints on glacier contributions to 21st-century sea-level rise », *Science*, vol. 321, 2008, pp. 1340-1343.
- Pope, S., L. Copland et D. Mueller. « Loss of multiyear landfast sea ice from Yelverton Bay, Ellesmere Island, Nunavut, Canada », *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, vol. 44, n° 2, 2012.
- Programme de surveillance et d'évaluation de l'Arctique. *Snow, water, ice and permafrost in the Arctic (SWIPA): climate change and the cryosphere*, Oslo, Norvège, 2011, xii + 538 p.
- Prowse, T.D., B.R. Bonsal, C.R. Duguay et M.P. Lacroix. « River-ice break-up/freeze-up: a review of climatic drivers, historical trends and future predictions », *Annals of Glaciology*, vol. 46, 2007, pp. 443-451.
- Prowse, T., K. Alfredsen, S. Beltaos, B. R. Bonsal, W.B. Bowden, C.R. Duguay, A. Korhola, J. McNamara, W.F. Vincent, V. Vuglinsky, K.M. Walker Anthony et G.A. Weyhenmeyer. « Effects of changes in Arctic Lake and River Ice », *Ambio*, vol. 40, Supplément n° 1, 2011b, pp. 63-74.
- Quilbé, R., A.N. Rousseau, J.-S. Moquet, N.B. Trinh, Y. Dibike, P. Gachon et D. Chaumont. « Assessing the effect of climate change on river flow using general circulation models and hydrological modelling – application to the Chaudière River, Québec, Canada », *Revue canadienne des ressources hydriques*, vol. 33, 2008, pp. 73-94.
- Radić, V. et R. Hock. « Regionally differentiated contribution of mountain glaciers and ice caps to future sea-level rise », *Nature Geoscience*, vol. 4, 2011, pp. 91-94.
- Räisänen, J. « Warmer climate: less or more snow? », *Climate Dynamics*, vol. 30, 2008, pp. 307-319.
- Richter-Menge, J. et M. Jefferies (éd.) « The Arctic », dans *State of the Climate in 2010*, J.D. Blunden, S. Arndt, M.O. Baringer et al. (éd.), *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 92, n° 6, 2011, pp. S1-S266.
- Robert, M., H. Freeland, B. Crawford et N. Bolingbroke. « Ocean conditions in Gulf of Alaska », pp. 15-24, dans *State of the physical, biological and selected fishery resources of Pacific Canadian marine ecosystems in 2011*, J.R. Irvine et W.R. Crawford (éd.), Pêches et Océans Canada, Secrétariat canadien de consultation scientifique, Document de recherche 2012/072, 2012, vi + 141 p.
- Roberts, J., A. Pryse-Phillips et K. Snelgrove. « Modelling the potential impacts of climate change on a small watershed in Labrador, Canada », *Revue canadienne des ressources hydriques*, vol. 37, n° 3, 2012, pp. 231-251.
- Romanovsky, V.E., S.L. Smith et H.H. Christiansen. « Permafrost thermal state in the polar northern hemisphere during the International Polar Year 2007-2009: a synthesis », *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 21, 2010, pp. 106-116.

- Rummukainen, M. « Changes in climate and weather extremes in the 21st century », *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, vol. 3, 2012, pp. 115-129.
- Schnorbus, M.A., K.E. Bennett, A.T. Werner et A.J. Berland. *Hydrologic impacts of climate change in the Peace, Campbell and Columbia Watersheds, British Columbia, Canada*, Hydrologic Modelling Project Final Report (Part II), University of Victoria (éd.), Pacific Climate Impacts Consortium, Victoria (Colombie-Britannique), 2011.
- Schnorbus, M., A. Werner et K. Bennett. « Impacts of climate change in three hydrologic regimes in British Columbia, Canada », *Hydrological Processes*, 2012.
- Sellinger, C.E., C.A. Stow, E.C. Lamon et S.S. Qian. « Recent water level declines in the Lake Michigan-Huron system », *Environmental Science and Technology*, vol. 42, 2008, pp. 367-373.
- Seneviratne, S.I., N. Nicholls, D. Easterling, C.M. Goodess, S. Kanae, J. Kossin, Y. Luo, J. Marengo, K. McInnes, M. Rahimi, M. Reichstein, A. Sorteberg, C. Vera et X. Zhang. « 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*, rapport spécial des Groupes de travail I et II du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, 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.), Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, États-Unis, 2012, pp. 109-230.
- Serreze, M.C. et R.G. Barry. « Processes and impacts of Arctic amplification: a research synthesis », *Global and Planetary Change*, vol. 77, 2011, pp. 85-96.
- Service mondial de surveillance des glaciers. *Glacier Mass Balance Bulletin No. 11 (2008-2009)*, M. Zemp, S.U. Nussbaumer, I. Gärtner-Roer, M. Hoelzle, F. Paul et W. Haeberli (éd.), 2011.
- Sharp, M., D.O. Burgess, J.G. Cogley, M. Ecclestone, C. Labine et G. Wolken. « Extreme melt on Canada's Arctic ice caps in the 21st century », *Geophysical Research Letters*, vol. 38, L11501, 2011a.
- Sharp, M., M. Ananicheva, A. Arendt, J.-O. Hagen, R. Hock, E. Joseberger, R.D. Moore, W.T. Pfeffer et G.J. Wolken. « Mountain glaciers and ice caps », dans *Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA): Climate Change and the Cryosphere*, Programme de surveillance et d'évaluation de l'Arctique, Oslo, Norvège, 2011b, xii + 538 p.
- Sheffield, J. et E.F. Wood. « Projected changes in drought occurrence under future global warming from multi-model, multi-scenario IPCC AR4 simulations », *Climate Dynamics*, vol. 31, 2008, pp. 79-105.
- Shepherd, A., K.M. Gill et S.B. Rood. « 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.
- Shrestha, R.R., M.A. Schnorbus, A.T. Werner et A.J. Berland. « Modelling spatial and temporal variability of hydrologic impacts of climate change in the Fraser River basin, British Columbia, Canada », *Hydrological Processes*, vol. 26, n° 12, 2012a, pp. 1840-1860.
- Shrestha, R.R., Y.B. Dibike et T.D. Prowse. « Modelling of climate-induced hydrologic changes in the Lake Winnipeg watershed », *Journal of Great Lakes Research*, vol. 38, 2012b, pp. 83-94.
- Slangen, A.B.A., C.A. Katsman, R.S.W. van de Wal, L.L.A. Vermeersen et R.E.M. Riva. « Towards regional projections of twenty-first century sea-level change based on IPCC SRES scenarios », *Climate Dynamics*, vol. 38, 2012, pp. 1191-1209.
- Smith, S.L. *Tendances relatives aux conditions du pergélisol et à l'écologie dans le nord du Canada*, Biodiversité canadienne : état et tendances des écosystèmes en 2010, Rapport technique thématique n° 9, Conseils canadiens des ministres des ressources, 2011.
- Smith, S.L., V.E. Romanovsky, A.G. Lewkowicz, C.R. Burn, M. Allard, G.D. Clow, K. Yoshikawa et J. Throop. « Thermal state of permafrost in North America: a contribution to the International Polar Year », *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 21, 2010, pp. 117-135.
- Smith, S.L., J. Throop et A.G. Lewkowicz. « Recent changes in climate and permafrost temperatures at forested and polar desert sites in northern Canada », *Revue canadienne des sciences de la Terre*, vol. 49, 2012, pp. 914-924.
- Sou, T. et G. Flato. « Sea ice in the Canadian Arctic Archipelago: modeling the past (1950-2004) and the future (2041-60) », *Journal of Climate*, vol. 22, 2009, pp. 2181-2198.
- Squire, V.A. « Of ocean waves and sea-ice revisited », *Cold Regions Science and Technology*, vol. 49, 2007, pp. 110-133.
- St. Jacques, J.M., S.L. Lapp, Y. Zhao, E.M. Barrow et D.J. Sauchyn. « Twenty-first century central Rocky Mountain river discharge scenarios under greenhouse forcing », *Quaternary International*, 2012.
- Stahl, K., R.D. Moore, J.M. Shea, D. Hutchinson et A.J. Cannon. « Coupled modelling of glacier and streamflow response to future climate scenarios », *Water Resources Research*, vol. 44, n° 2, 2008.
- Stantec. *Assiniboine River basin hydrologic model – climate change assessment*, rapport rédigé pour Conservation Manitoba, Climate Change Branch, 2012.
- Statistique Canada. *EnviroStats Automne 2010, Tendances du bilan massique de six glaciers canadiens*, Statistique Canada, no 16-002-X au catalogue, vol. 4, n° 3, 2010.
- Statistique Canada. *EnviroStats Printemps 2012, Tendances relatives à la couverture de neige au Canada*, Statistique Canada, no 16-002-X au catalogue, vol. 6, n° 1, 2012.
- Steiner, N., K.A. Azetsu-Scott, P. Galbraith, J. Hamilton, K. Hedges, X. Hu, M.Y. Janjua, N. Lambert, P. Larouche, D. Lavoie, J. Loder, H. Melling, A. Merzouk, P. Myers, W. Perrie, I. Peterson, R. Pettipas, M. Scarratt, T. Sou, M. Starr, R.F. Tallmann et A. van der Baaren. « Climate change assessment in the Arctic basin Part 1: Trends and projections – a contribution to the Aquatic Climate Change Adaptation Services Program », *Rapports techniques canadiens des sciences halieutiques et aquatiques*, 3042 : xv + 163 p., <<http://www.dfo-mpo.gc.ca/library/350169.pdf>>.
- Stephenson, S.R., L.C. Smith et J.A. Agnew. « Divergent long-term trajectories of human access to the Arctic », *Nature Climate Change*, vol. 1, 2011, pp. 156-160.
- Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, L.V. Alexander, S.K. Allen, N.L. Bindoff, F.-M. Bréon, J.A. Church, U. Cubasch, S. Emori, P. Forster, P. Friedlingstein, N. Gillett, J.M. Gregory, D.L. Hartmann, E. Jansen, B. Kirtman, R. Knutti, K. Krishna Kumar, P. Lemke, J. Marotzke, V. Masson-Delmotte, G.A. Meehl, I.I. Mokhov, S. Piao, V. Ramaswamy, D. Randall, M. Rhein, M. Rojas, C. Sabine, D. Shindell, L.D. Talley, D.G. Vaughan et S.-P. Xie. « Technical summary », dans *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*, contribution du Groupe de travail I au Cinquième rapport du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (éd.), Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, New York, États-Unis, 2013. p. 33-115.
- Stott, P.A., N.P. Gillett, G.C. Hegerl, D.J. Karoly, D.A. Stone, X. Zhang et F. Zwiers. « Detection and attribution of climate change: a regional perspective », *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, (mars/avril 2010), vol. 1, 2010, pp. 192-211.
- Stow, C.A., E.C. Lamon, T.K. Kratz et C.E. Sellinger. « Lake level coherence supports common driver », *EOS*, vol. 89, 2008, pp. 389-390.
- Stroeve, J., M.C. Serreze, M.M. Holland, J.E. Kay, J. Malanik et A.P. Barrett. « The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis », *Climatic Change*, vol. 110, 2012a, pp. 1005-1027.
- Stroeve, J.C., V. Kattsov, A. Barrett, M. Serreze, T. Pavlova, M. Holland et W.N. Meier. « Trends in Arctic sea ice extent from CMIP5, CMIP3 and observations », *Geophysical Research Letters*, vol. 39, L16502, 2012b.
- Sushama, L., N. Khaliq et R. Laprise. « Dry spell characteristics over Canada in a changing climate as simulated by the Canadian RCM », *Global and Planetary Change*, vol. 74, 2010, pp. 1-14.
- Taylor, K.E., R.J. Stouffer et G.A. Meehl. « An overview of CMIP5 and experiment design », *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 93, 2012, pp. 485-498.
- Thompson, K.R., J. Huang, M. Véronneau, D.G. Wright et Y. Lu. « Mean surface topography of the northwest Atlantic: comparison of estimates based on satellite, terrestrial gravity, and oceanographic observations », *Journal of Geophysical Research*, vol. 114, C07015, 2011.
- Thomson, R.E., B.D. Bornhold et S. Mazzotti. « An examination of the factors affecting relative and absolute sea level in coastal British Columbia », *Rapports techniques canadiens sur l'hydrographie et les sciences océaniques*, 260: 49 p., 2008.
- Timmermans, M.L. « Sea ice and ocean summary », dans *Arctic Report Card 2012*, M.O. Jeffries, J.A. Richter-Menge et J.E. Overland (éd.), 2012, pp. 43-55, <www.arctic.noaa.gov/reportcard>.
- Tivy, A., S.E.L. Howell, B. Alt, S. McCourt, R. Chagnon, G. Crocker, T. Carrieres et J.J. Yackel. « Trends and variability in summer sea ice cover in the Canadian Arctic based on the Canadian Ice Service Digital Archive, 1960-2008 and 1968-2008 », *Journal Of Geophysical Research*, vol. 116, C03007, 2011.
- Trenberth, K.E. « Changes in precipitation with climate change », *Climate Research*, vol. 47, 2011, pp. 123-138.

- Trenberth, K.E., P.D. Jones, P. Ambenje, R. Bojariu, D. Easterling, A. Klein Tank, D. Parker, F. Rahimzadeh, J.A. Renwick, M. Rusticucci, B. Soden et P. Zhai. « Observations: surface and atmospheric climate change », dans *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*, contribution du Groupe de travail I au Quatrième rapport du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor et H.L. Miller (éd.), Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, New York, États-Unis, 2007, pp. 235-336.
- Ulbrich, U., G.C. Leckebusch et J.G. Pinto. « Extra-tropical cyclones in the present and future climate: a review », *Theoretical and Applied Climatology*, vol. 96, 2009, pp. 117-131.
- van der Kamp, G., D. Keir et M.S. Evans. « Long term water level changes in closed-basin lakes of the Canadian Prairies », *Revue canadienne des ressources hydriques*, vol. 33, n° 1, 2008, pp. 23-38.
- Van Vuuren, D.P.J., J. Edmonds, M. Kainuma, K. Riahi, A. Thomson, K. Hibbard, G.C. Hurtt, T. Kram, V. Krey, J.-F. Lamarque, T. Masui, M. Meinshausen, N. Nakicenović, S.J. Smith et S.K. Rose. « The representative concentration pathways: an overview », *Climatic Change*, vol. 109, 2011, pp. 5-31.
- VeilleAuGel. *Les changements dans la glace des lacs annoncent des changements climatiques*, Environnement Canada, Ottawa (Ontario), n° de catalogue EN84-65/2008F-PDF, ISBN 978-1-100-90376-7, 2008, 8 p.
- Vermeer, M. et S. Rahmstorf. « Global sea level linked to global temperature », *Proceedings of the National Academy of Sciences*, vol. 106, n° 51, 2009, pp. 21527-21532.
- Vincent, L.A. et É. Mekis. « Changes in daily and extreme temperature and precipitation indices for Canada over the twentieth century », *Atmosphere-Ocean*, vol. 44, n° 2, 2006, pp. 177-193.
- Vincent, L.A., X.L. Wang, E.J. Milewska, H. Wan, F. Yang et V. Swail. « A second generation of homogenized Canadian monthly surface air temperature for climate trend analysis », *Journal of Geophysical Research*, vol. 117, D18110, 2012.
- Wadhams, P., V.A. Squire, D.J. Goodman, A.M. Cowan et S.C. Moore. « The attenuation rates of ocean waves in the marginal ice zone », *Journal of Geophysical Research*, vol. 93, n° C6, 1988, pp. 6799-6818.
- Wan, H., X.L. Wang et V.R. Swail. « Homogenization and trend analysis of Canadian near-surface wind speeds », *Journal of Climate*, vol. 23, 2010, pp. 1209-1225.
- Wang, J., X. Bai, H. Hu, A. Clites, M. Colton et B. Lofgren. « Temporal and spatial variability of Great lakes ice cover, 1973-2010 », *Journal of Climate*, vol. 25, 2012, pp. 1318-1329.
- Wang, M. et J.E. Overland. « A sea ice free summer Arctic within 30 years: an update from CMIP5 models », *Geophysical Research Letters*, vol. 39, L18501, 2012.
- Wang, X.L. Y. Feng et L.A. Vincent. « Observed changes in one-in-20 year extremes of Canadian surface air temperatures », accepté pour publication dans *Atmosphere-Ocean*, 2013.
- Warren, F.J. et P. Egginton. « Information de base : concepts, aperçus, et approches », dans *Vivre avec les changements climatiques au Canada : édition 2007*, D.S. Lemmen, F.J. Warren et E. Bush (éd.), Gouvernement du Canada, Ottawa (Ontario), 2008, pp. 27-56.
- Whitney, F.A., H.J. Freeland et M. Robert. « Persistently declining oxygen levels in the interior waters of the eastern subarctic Pacific », *Progress In Oceanography: Time Series of the Northeast Pacific*, vol. 75, n° 2, 2007, pp. 179-199.
- Wilcox, D.A., T.A. Thompson, R.K. Booth et J.R. Nicholas. *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.
- Wiles, G.C., A.C. Krawiec et R.D. D'Arrigo. « A 265-year reconstruction of Lake Erie water levels based on North Pacific tree rings », *Geophysical Research Letters*, vol. 36, L05705, 2009.
- Williamson, C.E., J.E. Saros et D.W. Schindler. « Sentinels of Change », *Science*, vol. 323, 2009, pp. 887-888.
- Wolf, E., V. Klemann, J. Wunsch et F.-P. Zheng. « A reanalysis and reinterpretation of geodetic and geological evidence of glacial-isostatic adjustment in the Churchill region, Hudson Bay », *Surveys in Geophysics*, vol. 27, 2006, pp. 19-61.
- Woolings, T., J.M. Gregory, J.G. Pinto, M. Reyers et D.J. Brayshaw. « Response of the North Atlantic storm track to climate change shaped by ocean-atmosphere coupling », *Nature Geoscience*, vol. 5, 2012, pp. 313-317.
- Wu, L., W. Cai, L. Zhang, H. Nakamura, A. Timmermann, T. Joyce, M.J. McPhaden, M. Alexander, B. Qui, M. Visbeck, P. Chang et B. Giese. « Enhanced warming over the global subtropical western boundary currents », *Nature Climate Change*, vol. 2, 2012, pp. 161-166.
- Yamamoto-Kawai, M., F.A. McLaughlin, E.C. Carmack, S. Nishino et K. Shimada. « Aragonite undersaturation in the Arctic Ocean: effects of ocean acidification and sea ice melt », *Science*, vol. 326, 2009, pp. 1098-1100.
- Yashayaev, I. « Hydrographic changes in the Labrador sea, 1960-2005 », *Progress in Oceanography*, vol. 73, n° 3-4, 2007, pp. 242-276.
- Yashayaev, I. et B. Greenan. *Environmental conditions in the Labrador Sea during 2011*, Organisation des pêches de l'Atlantique Nord-Ouest, Document de recherche scientifique 12/018, N6042, 2012, 17 p., <<http://www.nafo.int/science/SCDocs/2012/scrdocs.html>>.
- Yasunaka, S. et K. Hanawa. « Intercomparison of historical sea surface temperature datasets », *International Journal of Climatology*, vol. 31, 2011, pp. 1056-1073.
- Yin, J. « Century to multi-century sea level rise projections from CMIP5 models », *Geophysical Research Letters*, vol. 39, L17709, 2012.
- Zhang, X., L.A. Vincent, W.D. Hogg et A. Niitsoo. « Temperature and precipitation trends in Canada during the 20th Century », *Atmosphere-Ocean*, vol. 38, 2000, pp. 395-429.
- Zhang, X., F.W. Zwiers et P.A. Stott. « Multimodel multisignal climate change detection at regional scale », *Journal of Climate*, vol. 19, 2006, pp. 4294-4307.
- Zhang, X., L. Alexander, G.C. Hegerl, P. Jones, A.K. Tank, T.C. Peterson, B. Trewin et F.W. Zwiers. « Indices for monitoring changes in extremes based on daily temperature and precipitation data », *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, vol. 2, n° 6, 2011a, pp. 851-870.
- Zhang, X., R. Brown, L. Vincent, W. Skinner, Y. Feng et E. Mekis. *Tendances climatiques au Canada de 1950 à 2007*, Biodiversité canadienne : état et tendances des écosystèmes en 2010, Rapport technique thématique n° 5, Conseils canadiens des ministres des ressources, Ottawa (Ontario), 2011b, iv + 22 p., <<http://www.biodivcanada.ca/default.asp?lang=Fr&n=E0DDE11F-1>>.
- Zorita, E., T.F. Stocker et H. von Storch. « How unusual is the recent series of warm years? », *Geophysical Research Letters*, vol. 35, L24706, 2008.