

CHAPITRE 2 : UN LITTORAL DYNAMIQUE DANS UN CONTEXTE DE CLIMAT EN MUTATION

Auteurs principaux :

David E. Atkinson (*Université de Victoria*), Donald L. Forbes (*Ressources naturelles Canada*) et Thomas S. James (*Ressources naturelles Canada*)

Auteurs collaborateurs :

Nicole J. Couture (*Ressources naturelles Canada*) et Gavin K. Manson (*Ressources naturelles Canada*)

Notation bibliographique recommandée :

Atkinson, D.E., D.L. Forbes et T.S. James. « Un littoral dynamique dans un contexte de climat en mutation », dans *Le littoral maritime du Canada face à l'évolution du climat*, D.S. Lemmen, F.J. Warren, T.S. James et C. Mercer Clarke (éd.); Gouvernement du Canada, Ottawa (Ontario), 2016, p. 27–68.

TABLE DES MATIÈRES

1	INTRODUCTION	30	4.3	PRÉVISIONS DU CHANGEMENT DU NIVEAU DE LA MER AU CANADA	52
2	VARIABILITÉ CÔTIÈRE	30	4.3.1	PRÉVISIONS DU CHANGEMENT DU NIVEAU RELATIF DE LA MER	52
2.1	CONTEXTE GÉOLOGIQUE	31	4.3.2	NIVEAUX D'EAU EXTRÊMES	54
2.2	PROCESSUS CÔTIERS	34	4.3.3	PRÉVISIONS DU NIVEAU DE LA MER AU-DELÀ DE L'AN 2100	55
2.2.1	ÉROSION ET REcul DU RIVAGE	36			
2.2.2	CONTRÔLE SUR LE RYTHME DES CHANGEMENTS CÔTIERS	37			
3	ÉVOLUTION DU CLIMAT	39	5	RÉACTION DE LA CÔTE À L'ÉLEVATION DU NIVEAU DE LA MER ET AUX CHANGEMENTS CLIMATIQUES	56
3.1	MOTEURS DU CHANGEMENT	39	5.1	RÉACTION PHYSIQUE	56
3.2	VARIABILITÉ ET CHANGEMENT CLIMATIQUES	41	5.2	RÉACTION ÉCOLOGIQUE	57
3.3	FACTEURS DÉTERMINANTS DU CLIMAT	42	5.2.1	COMPRESSION CÔTIÈRE	57
3.4	TENDANCES ET PRÉVISIONS	43	5.2.2	DUNES CÔTIÈRES	58
3.4.1	TENDANCES	43	5.2.3	TERRES HUMIDES CÔTIÈRES, REPLATS DE MARÉE ET EAUX CÔTIÈRES PEU PROFONDES	60
3.4.2	PRÉVISIONS	44			
3.5	TEMPÊTES ET GLACE DE MER	44	5.3	VISUALISATION DE L'INONDATION CÔTIÈRE	61
3.5.1	TEMPÊTES	44			
3.5.2	GLACE DE MER	45			
3.5.3	CHANGEMENTS AU NIVEAU DE L'ACTIVITÉ ORAGEUSE	46			
4	MODIFICATION DU NIVEAU DE LA MER	46	6	RÉSUMÉ ET SYNTHÈSE	61
4.1	CHANGEMENT HISTORIQUE DU NIVEAU DE LA MER	47			
4.2	CHANGEMENT FUTUR DU NIVEAU DE LA MER	49	7	RÉFÉRENCES	63
4.2.1	ÉLEVATION DU NIVEAU DE LA MER À L'ÉCHELLE MONDIALE	49			
4.2.2	MOUVEMENT VERTICAL DES TERRES	51			
4.2.3	EFFETS DU CHANGEMENT DANS LA MASSE DE GLACE ACTUELLE	52			
4.2.4	EFFETS OCÉANOGRAPHIQUES RÉGIONAUX	52			

1 INTRODUCTION

Le présent chapitre met l'accent sur la nature dynamique du littoral maritime du Canada et les moteurs environnementaux du changement côtier face à l'évolution du climat. Comprendre la manière dont l'évolution du climat peut modifier la stabilité côtière de même que la nature de la réaction côtière fournit un point de départ pour évaluer les changements éventuels en ce qui a trait aux dangers côtiers et leurs répercussions sur les collectivités humaines et les infrastructures. Alors que les effets des changements climatiques sur le niveau de la mer sont généralement compris (GIEC, 2013), les effets secondaires de la modification du niveau de la mer sur le littoral continuent de mettre à l'épreuve notre compréhension et nos pratiques de gestion (Davidson-Arnott, 2005; FitzGerald et al., 2008; Wolinsky, 2009; Wolinsky et Murray, 2009; Wong et al., 2014; Woodroffe et al., 2014). D'autres aspects des changements climatiques ont une incidence importante sur les côtes, y compris les changements au niveau de l'activité orageuse, les ondes de tempête et le climat des vagues, les changements dans les propriétés de l'eau de mer, entre autres la température et le pH, et les changements dans la nature, la durée et la dynamique de la glace de mer.

Le chapitre s'ouvre sur un aperçu de la diversité et de la nature dynamique du littoral maritime du Canada (figure 1), lui-même suivi d'un aperçu de l'évolution des climats côtiers, y compris les changements passés et futurs prévus dans la température, les précipitations, l'activité orageuse et les événements météorologiques connexes qui alimentent le changement côtier. Le chapitre se poursuit avec un résumé des tendances passées relatives au niveau de la mer et les plus récentes prévisions des changements futurs du niveau moyen de la mer au Canada, puis se conclut en traitant des répercussions de l'évolution du climat, y compris les changements dans les niveaux d'eau moyens et extrêmes, sur l'état physique et l'intégrité écologique du littoral.

Même si ce chapitre met l'accent sur l'environnement physique des côtes, les effets des changements climatiques ont une portée beaucoup plus large, touchant la durabilité de l'écosystème, les

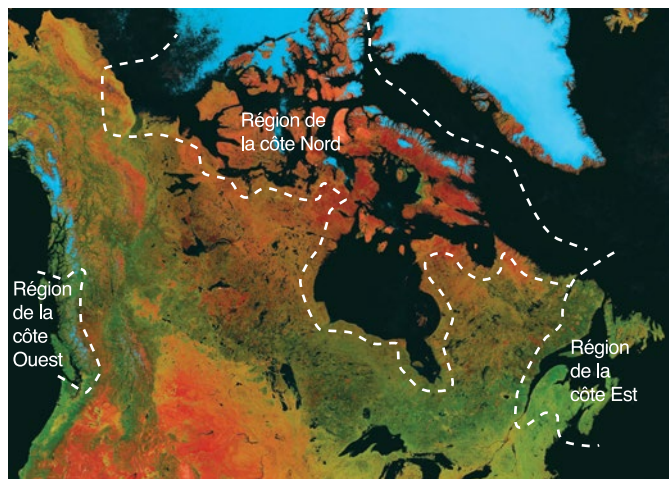


FIGURE 1 : Les côtes maritimes du Canada, délimitant largement les trois régions examinées dans ce rapport.

ressources renouvelables, la sécurité alimentaire, la santé et le bien-être, l'énergie, la prospérité économique, l'intégrité culturelle et d'autres aspects de ces systèmes socio-écologiques. Ces sujets sont abordés dans les chapitres subséquents du présent rapport (voir les chapitres 3 à 6).

2 VARIABILITÉ CÔTIÈRE

Le Canada a non seulement le plus long littoral du monde (environ 243 000 km; Taylor et al., 2014), mais on pourrait affirmer l'un des plus variés. Toutes les provinces et tous les territoires, à l'exception de l'Alberta et de la Saskatchewan, ont des littoraux maritimes. Ceux-ci vont des promontoires rocheux de milieu à haute énergie du sud de Terre-Neuve aux côtes sédimentaires de milieu à très faible énergie, prises dans les glaces, du nord-ouest de l'archipel arctique canadien. Ils comprennent des fjords à la topographie très accidentée, des falaises découpées dans la roche en place ou dans les dépôts glaciaires et proglaciaires, des plages, des flèches et des îles barrières, des dunes, des marais salés et des zones intertidales, des côtes en pergélisol riche en glace, et de grands deltas comme ceux de l'embouchure du fleuve Fraser en Colombie-Britannique et du fleuve Mackenzie dans l'ouest de l'Arctique. Les côtes du Canada subissent l'influence d'une gamme de marées qui s'étend de marées d'une intensité négligeable aux marées les plus hautes du monde (dans la baie de Fundy et la baie d'Ungava). L'exposition à l'énergie des vagues varie de très faible dans les lieux bien protégés, à très élevée dans les lieux pleinement exposés à l'action des océans Atlantique ou Pacifique. La géomorphologie et les processus côtiers varient grandement aussi bien à l'intérieur de toutes les régions étudiées dans le cadre du présent rapport qu'entre ces dernières (voir les chapitres 4 à 6).

Les changements dans le niveau de la mer au Canada ne sont que partiellement attribuables aux tendances touchant le niveau moyen mondial de la mer. À l'échelle locale, plusieurs facteurs peuvent entraîner d'importants écarts par rapport à la tendance moyenne mondiale. Parmi ces facteurs, l'un des plus importants est le déplacement vertical de la croûte terrestre, qui se traduit par d'importantes variations dans les tendances touchant le niveau relatif de la mer à l'échelle pancanadienne, allant d'une baisse rapide dans certaines parties du Centre de l'Arctique à une élévation de plus en plus rapide dans les Maritimes. La section 4 du présent chapitre traite de manière plus détaillée ce phénomène, de même que d'autres facteurs ayant des répercussions sur le changement du niveau de la mer à l'échelle locale.

L'importance de la glace de mer varie considérablement, elle aussi, le long du littoral maritime du Canada. Dans l'Arctique, la glace de mer a pour effet d'empêcher ou de limiter considérablement la dynamique côtière pendant une grande partie de l'année; elle limite entre autres le fetch en mer libre pendant l'été. La plupart des régions de la côte Est sont exposées à la glace de mer chaque année, avec des effets dont l'importance varie entre considérable et négligeable. Sur la côte Ouest, la glace mince n'apparaît que rarement dans les eaux protégées. Dans toutes les régions où la glace de mer apparaît, elle peut jouer un rôle important dans le transport des sédiments, la morphologie littorale et les dangers posés par la glace (Forbes et Taylor, 1994). Le réchauffement climatique a déjà changé la date moyenne du

dégelacé et de l'englacement de l'eau de mer et de la durée de la saison des eaux libres (Stammerjohn *et al.*, 2012; Stroeve *et al.*, 2012), entraînant ainsi d'importantes répercussions sur l'exposition côtière aux ondes et aux ondes de tempête (Vermaire *et al.*, 2013). La réduction de la glace de mer est un souci majeur pour les systèmes écologiques et humains qui dépendent de la glace (p. ex. Gaston *et al.*, 2012; Laidre *et al.*, 2012; Stirling et Derocher, 2012).

La climatologie des tempêtes (p. ex. caractéristiques, gravité, fréquence saisonnière, mode de trajectoire et variance des tempêtes) varie entre les côtes de l'Atlantique, de l'Arctique et du Pacifique (p. ex. Wang *et al.*, 2006) de même qu'autour du bassin arctique (Atkinson, 2005). La côte de l'Atlantique subit l'éventail complet des systèmes de tempête cyclonique tropicale et extratropicale, de même que des « événements de transition tropicale » (cyclones tropicaux en voie de devenir des cyclones extratropicaux) en évolution rapide. Tous ces types de tempête ont des répercussions sur la stabilité côtière et les dangers côtiers (Forbes *et al.*, 2004; Parkes *et al.*, 2006). La côte du Pacifique subit de gros systèmes de tempête extratropicale matures qui s'arrêtent lorsqu'ils se butent à la chaîne Côtière, créant ainsi la possibilité que les effets s'en fassent sentir pour une période de temps prolongée. Le nord du Canada subit des tempêtes qui s'avancent dans la région plutôt que de se former sur place. La trajectoire la plus importante prend son origine au sud-est (de la mer du Labrador vers le nord jusqu'à l'île de Baffin, au Nunavut), alors qu'une trajectoire secondaire majeure se dessine arrivant de l'ouest par la mer de Beaufort (Maxwell, 1981, 1982).

2.1 CONTEXTE GÉOLOGIQUE

L'héritage des glaciations antérieures est évident presque partout au Canada; ces dernières ont altéré l'évolution et la morphologie du littoral (Forbes, 2011) et leur action a conféré au littoral canadien un aspect bien différent de celui d'une grande partie du littoral des États-Unis continentaux au sud. De grands fjords, produits de l'érosion glaciaire, dominent les côtes de la Colombie-Britannique, de certaines parties de Terre-Neuve et du Labrador et des îles orientales de l'archipel arctique canadien (figure 2). Les dépôts glaciaires rigides, comme le till riche en argile, offrent une certaine résistance à l'érosion et peuvent former de hautes falaises, mais l'attaque de la base par les vagues combinée à l'érosion subaérienne de la pente (processus d'érosion comme le gel-dégel, l'érosion de pente et les éboulements; Manson, 2002; Forbes, 2011) finissent par en avoir raison. Une glaciation active dans la chaîne Côtière en Colombie-Britannique, dans le massif St-Élias au Yukon et dans l'est de l'Arctique continue d'apporter des sédiments d'épandage fluvioglaciaire dans l'océan (Forbes, 2011). L'étendue des plate-formes de glace flottante le long de la côte nord de l'île d'Ellesmere, au Nunavut, a rapidement diminué au cours des dernières années, mais certaines parties du front glaciaire subsistent (voir le chapitre 5; Mueller *et al.*, 2003; Copland *et al.*, 2007).

Les effets de la dernière glaciation continentale sont également d'une importance capitale lorsqu'il s'agit de déterminer la direction et l'ampleur du changement du niveau de la mer au Canada, lequel joue un rôle primordial dans l'évolution du littoral. Dans des régions comme la baie d'Hudson, où le plus important abaissement



FIGURE 2 : Le fiord Tingin de l'île de Baffin, au Nunavut, lequel montre une vallée à coupe transversale classique « en auge » bordée par des murs de roc verticaux, une plaine d'épandage fluvioglaciaire (delta) à l'extrémité amont du fiord (tête du bras droit au centre de la partie supérieure de l'image), des champs de glace persistants sur les plateaux et un panache de sédiments en suspension issu d'un écoulement glaciaire local sur le côté opposé du bras gauche. Photo gracieuseté de D.L. Forbes, Ressources naturelles Canada, juillet 2008.

isostatique de la croûte terrestre sous le poids des inlandsis continentaux s'est produit au cours du dernier maximum glaciaire (il y a entre 20 et 25 mille ans), un relèvement isostatique glaciaire est en cours, le niveau de la mer local chute et la côte émerge. Là où l'émergence de la côte se poursuit depuis des milliers d'années, les lignes de côte abandonnées sont marquées par des successions de plages soulevées (figure 3; St-Hilaire-Gravel *et al.*, 2010) et les collectivités côtières de ces régions sont confrontées à un exhaussement progressif de leurs approches maritimes (Forbes *et al.*, 2014a), ce qui peut poser autant de problèmes qu'une élévation du niveau de la mer à l'échelle locale.

Dans les zones adjacentes à l'ancien inlandsis continental, la réaction postglaciaire prend la forme d'une subsidence régionale, de sorte que les anciennes lignes de côte sont maintenant



FIGURE 3 : Les plages soulevées de l'île Lowther, dans le détroit du Vicomte de Melville, au Nunavut, témoignent de la progression de l'émergence des terres de même que des effets de la force des vagues et de la glace au cours de 6 000 dernières années (St-Hilaire-Gravel *et al.*, 2010). Photo gracieuseté de D.L. Forbes, Ressources naturelles Canada, août 2009.

submergées (figure 4; Shaw *et al.*, 2002). Ces côtes partiellement submergées se reconnaissent aux baies et aux estuaires créés par l'inondation graduelle des vallées fluviales de même qu'aux flèches et aux cordons littoraux qui se forment à l'embouchure de ces baies (figure 5). L'ancienne réaction côtière à l'élévation du niveau de la mer dans ces zones, souvent caractérisée par une retraite de la ligne de rivage, constitue un guide des répercussions d'une élévation accélérée du niveau de la mer attribuable aux changements climatiques (Orford *et al.*, 2001). Sur la côte Ouest, le déplacement vertical du terrain découle d'une combinaison de

l'ajustement isostatique glaciaire à l'ancien inlandsis de la Cordillère et de mouvements tectoniques (James *et al.*, 2000; Clague et James, 2002; Shugar *et al.*, 2014). Les changements actuels dans la masse de glace de la chaîne Côtière et du golfe d'Alaska, de même que le compactage des sédiments dans le delta du fleuve Fraser (Mazzotti *et al.*, 2009), jouent également un rôle.

Les effets du remaniement côtier des sédiments glaciaires se remarquent le long d'une grande partie de la côte de l'Est du Canada et la nature des sédiments influe sur le résultat de ce remaniement (Forbes, 2011). Les plages et les cordons composés de gravier et d'un mélange de sable et de gravier prédominent dans cette région, sauf dans la partie sud du golfe du Saint-Laurent, où des dépôts glaciaires riches en sable issus de roches sédimentaires tendres permettent la création de grands cordons sablonneux dont la surface est parsemée de grosses dunes (figure 6a; McCann, 1980; Forbes *et al.*, 2004, 2014b). La côte de la péninsule de Tuktoyaktuk, dans l'ouest de l'Arctique canadien, est formée dans une région caractérisée par la présence de grands dépôts de sable du Pléistocène et de nombreux minces cordons de sable qui se déplacent vers l'intérieur des terres à la surface d'une plaine côtière de faible relief (figure 6b; Hill *et al.*, 1994; Forbes *et al.*, 2014b). À l'exception de ces régions, et même s'ils ne sont pas rares, les plages et les cordons sablonneux sont localisés et associés à des sources ou des puits de sable particuliers.

Dans les régions dotées d'une roche en place plus résistante, les dépôts glaciaires tendent à être surtout constitués de cailloux, de galets et de blocs rocheux, ce qui entraîne la formation de plages et de cordons au sein desquels la présence de gravier prédomine (Forbes et Syvitski, 1994); ceux-ci sont généralement reliés aux sources locales de sédiments d'origine glaciaire ou proglaciaire. La rencontre d'un niveau de la mer à la hausse avec des dépôts glaciaires se traduit généralement par l'érosion de falaises qui servent de sources de sédiments pour les plages, les flèches et les cordons courts de gravier (ou de galets de plage)



FIGURE 4 : Paléogéographie du Canada atlantique il y a 9 000 ans (tiré de la figure 9 de Shaw *et al.*, 2002). Il est à remarquer que les îles sur le banc Georges (en bas à gauche), le banc de l'Île de Sable, le banc Banquereau et le Grand Banc (à droite), de même que la grande île entourant les actuelles Îles-de-la-Madeleine. Ni l'Île-du-Prince-Édouard, ni l'île du Cap-Breton n'étaient des îles à cette époque.

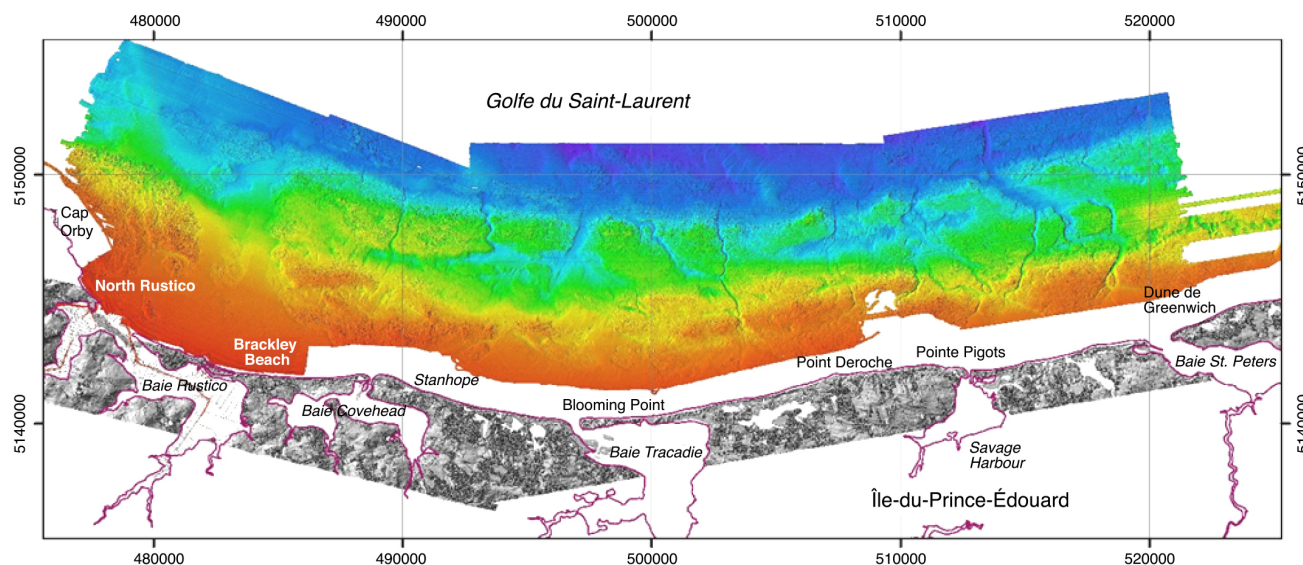


FIGURE 5 : Bathymétrie de la plate-forme interne (relief ombré en couleur) et topographie côtière (relief ombré en tons de gris) de la rive nord de l'Île-du-Prince-Édouard, montrant les vallées fluviales inondées par l'élévation du niveau relatif de la mer au cours des 8 000 dernières années (la ligne rouge représente la ligne de rivage actuelle). Les flèches et les cordons littoraux avec des dunes (p. ex. plages de Brackley Beach, de Blooming Point) traversent les limites côté mer des estuaires (p. ex. baie Rustico, baie Covehead, baie Tracadie). Source : Forbes *et al.* (2014b).

voisins (Forbes, 2011); le rythme de retraite de ces plages, flèches et cordons tend à faire preuve d'une grande variabilité temporelle (Orford *et al.*, 2001), ce qui constitue un problème lorsqu'il s'agit de prévoir les changements côtiers et de soutenir de façon durable l'utilisation des terres sublittorales.

Certaines portions de la côte canadienne, comme celle du sud de la mer de Beaufort, présentent une amplitude de marée négligeable et des régions intertidales restreintes. Toutefois, les ondes de tempête positives contribuent à la formation de replats



FIGURE 6 : Complexes de plages sablonneuses et de dunes à l'Île-du-Prince-Édouard et le long du littoral de la mer de Beaufort. **a)** Plage sablonneuse et dune protégées par un pied de glace (étroite bande de glace rugueuse teintée de sable rouge) et complexe de glace sublittoral (large bande de glace propre s'étendant vers le large au-delà du pied de glace), vues de l'ouest en direction de Point Deroche au loin, sur la rive nord de l'Île-du-Prince-Édouard. La lagune estuarienne à droite a été comblée en majeure partie au cours du dernier siècle. Photo gracieuseté de D.L. Forbes, Ressources naturelles Canada, mars 2000. **b)** Mince cordon sablonneux et avant-dune se déplaçant vers l'intérieur des terres à travers la toundra d'une plaine côtière de faible altitude, dans la baie Hutchison de la péninsule de Tuktoyaktuk, Territoires du Nord-Ouest. Photo gracieuseté de D. Whalen, Ressources naturelles Canada, août 2013.

de marée supralittorales et, dans la région du delta du Mackenzie, de grandes accumulations de bois de grève à la limite d'inondation des ondes de tempête. Dans d'autres régions où l'amplitude de marée varie de faible (< 2 m, aussi appelées régions microtidales) à forte (jusqu'à 16 m, aussi appelées régions macrotidales ou hypertidales), les zones intertidales et les marais salés peuvent couvrir de très grandes étendues et offrir un habitat essentiel aux poissons et aux oiseaux (Hicklin, 1987; Galbraith *et al.*, 2002; Hill *et al.*, 2013). Certaines zones intertidales du Canada sont constituées presque exclusivement de blocs rocheux d'origine glaciaire et créent des formations distinctives, notamment des bourrelets ou des guirlandes de blocs rocheux (Forbes et Taylor, 1994).

Les deltas sont des caractères géographiques qui se manifestent fréquemment à l'embouchure des rivières et des fleuves et qui tendent à attirer l'habitation humaine. De grands deltas occupent les embouchures des fleuves Mackenzie et Fraser, et il existe de nombreux autres deltas plus petits comme ceux de la rivière Coppermine, au Nunavut, et ceux de la rivière aux Outardes, de la rivière Moisie et de la rivière Natashquan, au Québec, de même que de nombreux deltas à l'extrémité amont des fjords en Colombie-Britannique, à Terre-Neuve et au Labrador ainsi que sur l'île de Baffin. Beaucoup d'entre eux sont occupés par des établissements humains et des infrastructures, qui se trouvent donc ainsi exposés à l'action combinée des inondations fluviales et marines. Les grands deltas comme ceux de l'embouchure des fleuves Mackenzie et Fraser sont sujets à un auto-compactage et à d'autres subsidences locales (Mazzotti *et al.*, 2009), lesquels phénomènes contribuent à l'augmentation du risque d'inondation et à la perte potentielle d'habitat pour cause d'inondation en raison de l'élévation du niveau relatif de la mer.

Ce bref résumé de la variabilité côtière au Canada est un aperçu général qui illustre une grande partie, mais certainement pas la totalité, de l'éventail des contextes et des processus qui doivent être pris en considération lors de l'analyse de la stabilité côtière dans un contexte de climat en évolution. Une analyse pancanadienne de la sensibilité côtière à l'élévation du niveau de la mer a été réalisée à la fin des années 1990 (Shaw *et al.*, 1998). Les zones très sensibles à l'élévation du niveau de la mer comprennent le nord-est de l'île Graham dans l'archipel Haida Gwaii (Colombie-Britannique), la côte de la mer de Beaufort, y compris le sud-ouest de l'île Banks (Territoires du Nord-Ouest), les côtes de cinq provinces (Québec, Nouveau-Brunswick, Nouvelle-Écosse, Île-du-Prince-Édouard et Terre-Neuve-et-Labrador) dans le golfe du Saint-Laurent de même que la côte atlantique de la Nouvelle-Écosse. Une mise à jour de cette analyse, abordant la sensibilité aux impacts multiples des changements climatiques, est en cours (encadré 1).

ENCADRÉ 1

CANCOAST : UN OUTIL D'ÉVALUATION DE LA SENSIBILITÉ AUX CHANGEMENTS CLIMATIQUES

CanCoast est un outil conçu afin de faciliter la planification de l'adaptation dans les régions côtières. Une initiative de la Commission géologique du Canada (qui fait partie de Ressources naturelles Canada), CanCoast est une base de données géospatiales fondée sur ArcGIS qui permet d'assembler, d'archiver et d'analyser des données côtières. Cette base de données géographiques correspond à une ligne vectorielle du rivage maritime à haute résolution tirée de CanVec9 (<http://geogratings.gc.ca/api/en/nrcan-mcan/ess-sst/-/%28urn:iso:series%29canvec>), qui sert de base sur laquelle sont groupées les couches d'attributs côtiers associés aux caractères physiques, aux matériaux et aux processus (comme la géologie et le changement du niveau de la mer). Le groupement de ces attributs, qui varient considérablement, sur une ligne de rivage commune permet de procéder à l'analyse de la sensibilité côtière aux changements climatiques à diverses échelles spatiales et temporelles.

À ce jour, un certain nombre de jeux de données issus de l'étude de Shaw *et al.* (1998) sur la sensibilité côtière au changement du niveau de la mer ont été cartographiés sur la ligne de rivage CanCoast. Cela comprend les formes de relief, l'amplitude des marées et la hauteur des vagues. Plusieurs couches supplémentaires ont été mises à jour ou ajoutées, par exemple :

- Le relief topographique est maintenant fondé sur les Données numériques d'élévation du Canada (une représentation sous forme matricielle des valeurs d'élévation couvrant l'ensemble du Canada à une résolution spatiale d'un kilomètre);
- L'élévation du niveau de la mer est fondée sur les prévisions de l'élévation du niveau de la mer à l'échelle régionale d'ici 2050 en fonction du profil représentatif d'évolution de concentration RCP8.5 du Cinquième rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC);

- Les conditions de glace de sol associées aux régions de pergélisol côtier qui ont été ajoutées proviennent de la carte du pergélisol canadien (Heginbottom *et al.*, 1995).

D'autres détails sur les diverses couches contenues dans la base de données géographiques CanCoast se retrouvent dans Couture et Manson (2016). En utilisant ces couches, on a mis au point un nouvel indice de sensibilité aux changements climatiques incorporant les données sur les inondations et l'érosion (figure 7). On compte au nombre des applications éventuelles de CanCoast, la cartographie et l'atténuation des dangers, la planification de l'adaptation, l'évaluation des impacts et l'analyse des lacunes au niveau des connaissances.

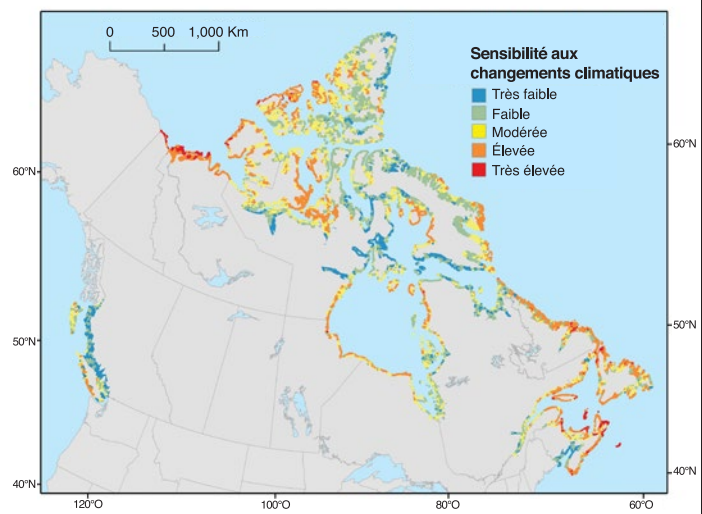


FIGURE 7 : Carte préliminaire de la sensibilité des côtes aux changements climatiques au Canada dressée à l'aide de la base de données CanCoast. La sensibilité est fondée sur les matériaux côtiers, les formes de relief, le relief, la glace de sol, la hauteur des vagues et l'amplitude des marées, de même que sur les tendances récentes dans la concentration totale de glace de mer et les changements prévus dans le niveau de la mer d'ici 2050 (Couture et Manson, 2016). Il est à remarquer que certaines zones très sensibles (p. ex. delta du fleuve Fraser) ne sont pas clairement identifiables à la résolution utilisée ici.

2.2 PROCESSUS CÔTIERS

Aux endroits où la terre et la mer se rencontrent, la configuration détaillée de la zone littorale change constamment. Les vagues de hauts-fonds remanient le fond sur tout le profil de l'avant-plage et de la zone sublittorale. Les vagues qui s'approchent du littoral à l'oblique créent des courants littoraux qui transportent les sédiments le long de la côte et cette dynamique à grande échelle engendre souvent des caractères géographiques rythmiques dont

l'échelles varie. Ces derniers peuvent varier de croissants de plage (dont la longueur d'onde varie de <10 m à >100 m) à une grande variabilité de la largeur de la plage, que caractérise parfois la présence de barres et de crêtes fixées au rivage (dont la longueur d'onde peut atteindre jusqu'à 10 km et plus). Cette reconfiguration progressive du littoral est une réaction naturelle du système à des conditions relativement constantes et n'est pas liée à une tendance induite par le climat agissant sur le niveau de la mer, les vents ou les vagues (encadré 2).

ENCADRÉ 2

REMANIEMENT DES SÉDIMENTS CÔTIERS, HAIDA GWAI

On peut voir un exemple spectaculaire de reconfiguration progressive du littoral sur la côte nord-est de l'île Graham dans l'archipel Haida Gwaii, en Colombie-Britannique. Elle est caractérisée par la présence de renflements répétitifs formés par accrétion (Inman, 1987), que l'on désigne également du nom de « vagues de sable littorales à grande échelle » (Verhagen, 1989; Thevenot et Kraus, 1995), et de barres fixées au rivage connexes, dont la longueur d'onde atteint de 6 à 9 km. Ceux-ci s'impriment sur une côte qui recule (1 à 3 m/an, jusqu'à 15 m ou plus lors d'une seule saison des tempêtes), le sable étant remanié sur la grève, du côté de la mer sur l'avant-plage et le long du bord de la mer (Walker et Barrie, 2006). Les vagues de sable littorales migrent le long du rivage vers le nord-est en raison des vagues et des vents de tempête du sud-ouest dominants dans le détroit d'Hécate (figure 8). La morphologie à structures rythmiques découle de la dynamique à grande échelle et de la rétroaction au niveau de la circulation sur l'avant-plage résultant du forçage par les vagues du sud-est qui s'approchent de la plage à un angle aigu (Ashton et al., 2001). Les vagues de plage emmagasinent une grande quantité de sable et découlent d'une variation côtière systématique dans le taux de transport des sédiments. Les sédiments sont déposés à l'extrémité aval de chaque vague et une zone d'érosion accrue et de réentraînement est créée au début de chaque épisode d'expansion en largeur de la plage. Ainsi, le lac Kumara a été ouvert et partiellement drainé la dernière fois que la zone d'érosion (qui se trouve maintenant à 2 km en aval) est passée à cet endroit (Walker et Barrie, 2006).

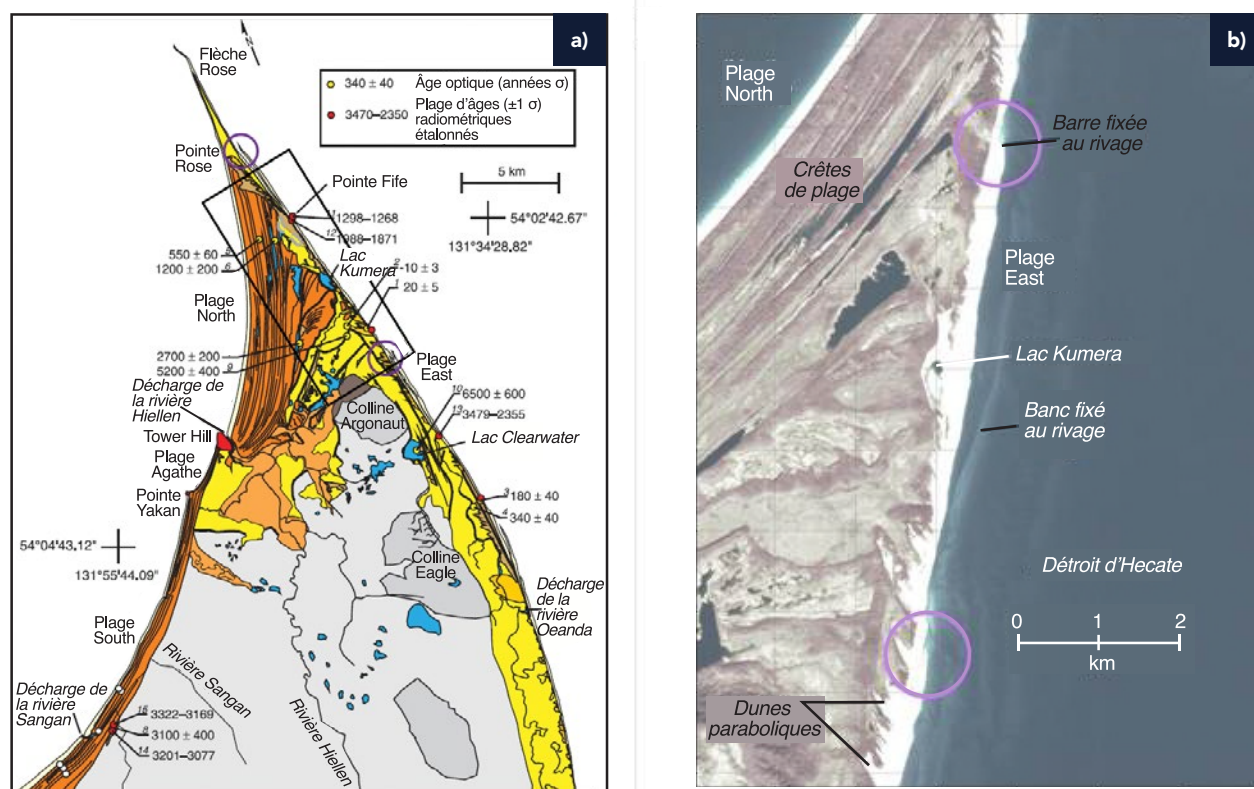


FIGURE 8 : a) Progradation côtière dans le nord-est de l'île Graham dans l'archipel Haida Gwaii, en Colombie-Britannique, au cours des 3 000 dernières années (tiré de la figure 8 de Wolfe et al., 2008). Les cercles mauves indiquent les pointes des vagues de sable littorales qui s'avancent dans l'océan et qui proviennent de l'érosion du rivage oriental. Les dates les plus anciennes ont été relevées plus haut sur la côte, ce qui indique une émergence attribuable à l'ajustement isostatique glaciaire (section 4.2). L'encadré noir montre l'emplacement de l'image de la partie b. b) Vagues de sable à grande échelle avec des barres fixées au rivage se déplaçant vers le nord sur la plage East, caractérisées par la présence de points névralgiques d'érosion aux extrémités distales (cercles mauves). Sont également visibles, de grosses dunes paraboliques alignées parallèlement à la direction des vents dominants du sud-est et de nombreuses crêtes de plage de la plage North; ces dernières témoignent des avancées du rivage depuis 2 000 ans (Wolfe et al., 2008). Source de l'image : imagerie multispectrale et panchromatique Spot-3, 2007, provenant de GéoBase®.

2.2.1 ÉROSION ET REcul DU RIVAGE

Une idée fautive très répandue veut que la côte ne change que lentement. Même si les côtes de roche dure (comme les rochers cristallins du Bouclier canadien ou les côtes de granite de la Nouvelle-Écosse) sont très résistantes à l'érosion et au recul des côtes, les roches sédimentaires sont susceptibles à l'érosion, en particulier dans des régions comme l'Île-du-Prince-Édouard, où le grès tendre est très friable (Forbes *et al.*, 2004), ou le nord du bassin Foxe, au Nunavut, où les roches carbonatées horizontales sont fragmentées par les processus de gel-dégel (Hansom *et al.*, 2014). Le recul des rivages dans certaines parties de la côte de l'Île-du-Prince-Édouard a atteint une moyenne de 0,5 m/an sur plusieurs milliers d'années (Forbes *et al.*, 2004). Des taux extrêmes de recul naturel du rivage (10 à 15 m/an ou plus) ont été mesurés en de nombreux endroits, y compris sur la côte atlantique de la Nouvelle-Écosse (Forbes *et al.*, 1997; Taylor *et al.*, 2014), sur la côte arctique de la mer de Beaufort (Solomon, 2005; Forbes *et al.*, 2014b) et sur la côte pacifique de l'archipel Haida Gwaii, en Colombie-Britannique (Walker et Barrie, 2006).

Peu de compilations systématiques de données sur l'érosion du rivage de grandes portions de littoral au Canada ont été réalisées (p. ex. Bernatchez et Dubois, 2004; Solomon, 2005; O'Carroll *et al.*, 2006), mais des études locales et des levés multitemporels ont été entrepris à des centaines d'endroits. La Commission géologique du Canada surveille constamment des sites représentatifs depuis de nombreuses années (Taylor *et al.*, 2014). À partir d'une analyse photogrammétrique, Solomon (2005) a publié une compilation

exhaustive couvrant le centre de la côte canadienne de la mer de Beaufort. Lantuit et Pollard (2008) ont documenté les taux de recul du rivage de l'île Herschel, sur la côte du Yukon, et des travaux récents ont permis d'étendre les zones étudiées (Couture *et al.*, 2008; Couture, 2010; Konopczak *et al.*, 2014). Des analyses portant des portions plus petites de côtes ont été publiées, aussi bien pour certaines régions du sud que du nord du Canada (p. ex. Covill *et al.*, 1995; Forbes *et al.*, 1995a, 1997; O'Carroll *et al.*, 2006; Couture *et al.*, 2014). De grandes études de site ont été réalisées sur plusieurs années dans l'estuaire du Saint-Laurent, la Gaspésie et la Basse-Côte-Nord du Québec (Bernatchez et Dubois, 2004). Des analyses complètes du retrait du rivage et de la géomorphologie côtière de l'ensemble de l'Île-du-Prince-Édouard (Davies, 2011; Webster, 2012) ainsi que d'autres parties des Maritimes ont été réalisées. Dans l'Arctique, une synthèse circumpolaire de Lantuit *et al.* (2012) a fourni une analyse générale des taux d'érosion des côtes pour l'ensemble du bassin Arctique, y compris la côte canadienne donnant directement sur l'océan Arctique.

Les données issues de ces activités de surveillance fournissent un niveau de référence permettant d'évaluer l'impact de l'élévation du niveau de la mer sur l'érosion côtière. Jusqu'à maintenant, les indices de recul accéléré du rivage au cours des dernières décennies sont généralement inexistantes. De par la nature très dynamique de ces côtes, il peut être difficile de différencier les impacts attribuables aux changements climatiques de ceux qui reflètent une variabilité ou une réaction côtière naturelle à d'autres facteurs, y compris les interventions humaines (encadré 3).

ENCADRÉ 3

ATTRIBUTION DU REcul DU RIVAGE : ÎLE-DU-PRINCE-ÉDOUARD

L'élévation constante du niveau de la mer contribue à la transgression marine (recul du rivage) sur la côte de l'Île-du-Prince-Édouard (Forbes *et al.*, 2004, 2014b; Mathew *et al.*, 2010; Ollerhead *et al.*, 2013). Cela pourrait laisser supposer que les changements observés dans l'aspect de la côte découlent de l'élévation du niveau de la mer et de l'évolution du climat; toutefois, certains changements découlent d'autres événements naturels, comme l'épuisement des sources de sédiments ou sont le résultat d'une intervention humaine (travaux maritimes). Un exemple d'intervention humaine à l'héritage durable est le réaligement des goulets de marées de la baie Rustico, y compris la destruction d'un tronçon de la route côtière (figure 9), que l'on a parfois attribué à tort aux changements climatiques. En fait, ces changements saisissants sont principalement une conséquence de l'expansion, de la division et de la migration des goulets en raison de la fermeture artificielle de l'ancien goulet oriental au cours des années 1950 (figure 10), et les changements dans la circulation et la dynamique des sédiments (Forbes et Solomon, 1999) qui en ont découlé. La fermeture du goulet a déclenché un élargissement et une migration rapides du goulet de North

Rustico, dont le point culminant a été la division de l'estuaire (séparation de l'estuaire de la rivière Hunter du reste de la baie Rustico) et l'ouverture d'un nouveau goulet (Forbes et Solomon, 1999)



FIGURE 9 : Fin de la route sur l'île Rustico, en regardant vers North Rustico, à l'Île-du-Prince-Édouard. Photo gracieuse de D.L. Forbes, Ressources naturelles Canada, août 1985.

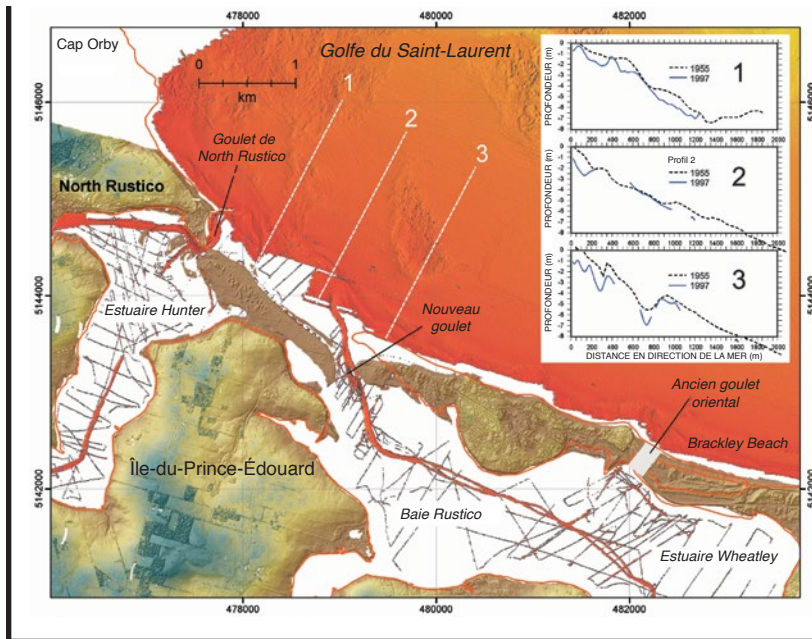


FIGURE 10 : Modèle numérique de surface conçu à partir d'une image au relief ombré en couleur (y compris les bâtiments et les arbres) de la baie Rustico et des environs, à l'Île-du-Prince-Édouard, acquis en 2000 (Webster *et al.*, 2002). Les surfaces rouges présentent la bathymétrie en relief par ombres portées des estuaires et de la plate-forme interne tirée des sondages réalisés au moyen d'échosondeurs à faisceau unique et multifaisceaux et des levés par système de balayage (extrait modifié tiré de Forbes *et al.*, 1999). Quelques sondages effectués au moyen d'un échosondeur à faisceau unique sont apparents dans les estuaires, qui étaient trop peu profonds pour effectuer des levés multifaisceaux. Les surfaces accidentées sur l'avant-plage sont de la roche en place exposée ou des résidus de déflation sur du till. La ligne rouge représente le vecteur de rivage CanVec. **En médaille** : Modification des profils d'avant-plage (lignes blanches pointillées dans la figure principale), causée principalement par l'érosion, telle qu'établie à l'aide des sondages de 1955 et des sondages réalisés au moyen d'échosondeurs multifaisceaux et par système de balayage de 1997.

2.2.2 CONTRÔLE SUR LE RYTHME DES CHANGEMENTS CÔTIERS

Tempêtes – Les tempêtes qui se distinguent par un niveau d'eau accru et une action des vagues plus vigoureuse sont les plus efficaces agents de changement côtiers. Beaucoup de Nord-Américains s'en sont d'ailleurs rendus compte lors de l'ouragan Sandy qui s'est abattu sur New York et les côtes adjacentes du New Jersey et de Long Island à la fin d'octobre 2012. Certaines régions du littoral canadien sont exposées de manière similaire à de violentes tempêtes. Les coûts de ces tempêtes au Canada peuvent se chiffrer en centaines de millions de dollars. L'ouragan Juan a causé pour 100 millions de dollars de dommages et, en Colombie-Britannique, une tempête côtière en juin 2011 a causé pour 85 millions de dollars en dommages (Pinna Sustainability, 2013). Ces valeurs reflètent uniquement les dommages et n'incluent pas les coûts « passifs » associés au temps de travail perdu et au ralentissement de l'activité dans le domaine des ventes. Par exemple, l'activité économique a considérablement ralenti pendant plus d'une semaine à Halifax et dans la majeure partie de la Nouvelle-Écosse et de l'Île-du-Prince-Édouard pendant et après l'ouragan Juan. Une estimation approximative d'une perte d'activité d'une semaine représente une somme supplémentaire de 80 millions de dollars. À Terre-Neuve, on estime que l'ouragan Igor a causé jusqu'à 200 millions de dollars de dommages (voir le chapitre 3). Les tempêtes moins intenses qui se produisent en succession rapide, sans laisser assez de temps entre elles pour rétablir les réserves de sédiments dans les dunes plus petites, peuvent avoir des effets cumulatifs qui déstabilisent également la côte (Forbes *et al.*, 2004). Les effets d'une tempête sur la côte ne dépendent pas uniquement de la puissance de la tempête, mais également du niveau d'eau total (combinaison de la marée, de l'onde de tempête et des vagues), de la présence ou de l'absence de glace de mer, de la direction et du fetch du vent local ainsi que d'un éventail d'autres facteurs.

On compte au nombre des principales tempêtes historiques dans le Canada atlantique le « Yankee Gale » (bourrasque Yankee) du 3 au 5 octobre 1851 (MacDonald, 2010), le « Saxby Gale » (coup de vent de Saxby) du 4 et du 5 octobre 1869 et le « August Gale » (tempête d'août) du 24 août 1873 (Ruffman, 1999). Les principales tempêtes des 100 dernières années sont celles du 2 octobre 1923, du 21 janvier 1961 (la tempête survenue le jour de l'inauguration du président Kennedy), du 21 janvier 2000, du 29 octobre 2000, du 8 novembre 2001, du 27 décembre 2004 et d'autres tempêtes depuis (Parkes et Ketch, 2002; Forbes *et al.*, 2004; Parkes *et al.*, 2006). Beaucoup des tempêtes estivales et automnales étaient des dépressions tropicales ou des événements de transition tropicale, alors que les tempêtes hivernales étaient extratropicales mais suivant un itinéraire semblable vers le nord-est le long du littoral est des États-Unis. Les répercussions de ces tempêtes sur l'environnement physique du littoral ont été saisissantes. Par exemple, Forbes *et al.* (2004) ont documenté la transformation le long de la côte nord de l'Île-du-Prince-Édouard d'un paysage de dunes hautes en 1765 à un paysage de larges battures en 1880 (possiblement le résultat cumulatif des répercussions des tempêtes de 1869 et de 1873), transformation dont les dunes ne s'étaient pas complètement rétablies avant la tempête de 1923. Mathew *et al.* (2010) ont décrit l'impact de cet événement ainsi que la croissance et la migration subséquentes vers les côtes de hautes dunes paraboliques. Des effets comparables découlant de tempêtes majeures ont été répertoriés dans de nombreuses régions du pays, y compris la côte atlantique de la Nouvelle-Écosse (Taylor *et al.*, 2008), Terre-Neuve (Catto *et al.*, 2006), les côtes nord du golfe du Saint-Laurent et de l'estuaire du Saint-Laurent (Bernatchez et Dubois, 2004), la côte de la Colombie-Britannique (Walker et Barrie, 2006; Heathfield *et al.*, 2013) et la mer de Beaufort (Solomon et Covill, 1995).

Glace de mer – La glace de mer peut avoir des effets aussi bien positifs que négatifs sur la stabilité côtière. Même si sa présence peut entraver ou interdire le développement de vagues de surface lors des tempêtes, les vents de tempête peuvent également pousser la glace sur la grève, érodant la surface de la plage et de l'arrière-plage, y compris les dunes, et endommageant l'infrastructure (Forbes et Taylor, 1994; Forbes *et al.*, 2002). Le même mouvement des glaces sur la grève peut déplacer les sédiments sublittoraux vers la terre, alimentant ainsi les plages (Reimnitz *et al.*, 1990). La présence de glace de mer le long des côtes canadiennes varie de considérable dans de nombreuses régions de la côte atlantique (figure 11), et de presque absente sur la côte pacifique à presque pérenne dans les chenaux entre les îles du nord-ouest de l'archipel arctique canadien (Forbes et Taylor, 1994). Les changements climatiques récents ont eu des impacts très importants sur l'étendue et la durée de la couverture de glace de mer (GIEC, 2013, section 3).

En hiver, la glace de mer peut être en grande partie immobile (glace de fond ou banquise côtière) ou très mobile en raison du forçage exercé par les marées ou le vent. Dans certaines situations, la glace peut s'échouer et s'empiler sur les barres sublittorales (Forbes *et al.*, 2002, 2014b), protégeant ainsi le rivage contre l'action directe des vagues en cas de tempête en eau libre. Toutefois, si le côté mer du complexe de glace est abrupt, il peut faire fonction d'ouvrage longitudinal naturel et provoquer une réfraction de la houle et de la turbulence susceptibles d'entraîner l'érosion de l'avant-plage intérieure (Bernatchez et Dubois, 2008).

La glace de mer est un des agents principalement responsables de la morphologie des côtes atlantique et arctique. Au cours de la grosse tempête de janvier 2000 dans le Canada atlantique, la seule côte exposée aux vagues dans la partie sud du golfe du Saint-Laurent était l'extrémité est de l'Île-du-Prince-Édouard, puisque toutes les autres côtes de l'île et du continent adjacent étaient protégées par de la glace de mer. Sur la côte sud-ouest de Terre-Neuve, exempte de glace, le fetch dynamique de cette même tempête a produit des vagues extrêmes ayant causé de grands dommages en des endroits s'élevant jusqu'à 18 m au-dessus du niveau moyen de la mer (Catto *et al.*, 2006). Dans le sud du Golfe, les répercussions principales de cette tempête étaient liées à la glace de mer poussée sur la grève, franchissant les dunes et endommageant les bâtiments riverains et l'infrastructure des ports, y compris un phare dans le port de Charlottetown qui a été arraché à ses fondations (Forbes *et al.*, 2004). Les inondations côtières ont aussi été considérables, ce qui a contribué au grand nombre d'impacts attribuables à la glace de mer et à l'établissement de records de niveau d'eau dans certaines parties de l'Île-du-Prince-Édouard et du sud-est du Nouveau-Brunswick. Par contraste, en l'absence de glace de mer, les tempêtes de la fin de l'automne ou du début de l'hiver touchant l'Île-du-Prince-Édouard, en particulier celles dont les vents proviennent du nord-est, peuvent produire de grosses vagues qui nivellent les dunes et repoussent les plages afin d'éroder le till sous-jacent (Forbes *et al.*, 2004, 2014b). Ce dernier phénomène constitue un recul irréversible du substrat côtier.

Dans certaines circonstances, le frasil (cristaux de glace formés dans de l'eau surfondue très agitée) et le frasil aggloméré qui forme de la bouillie de glace peuvent emporter de grandes

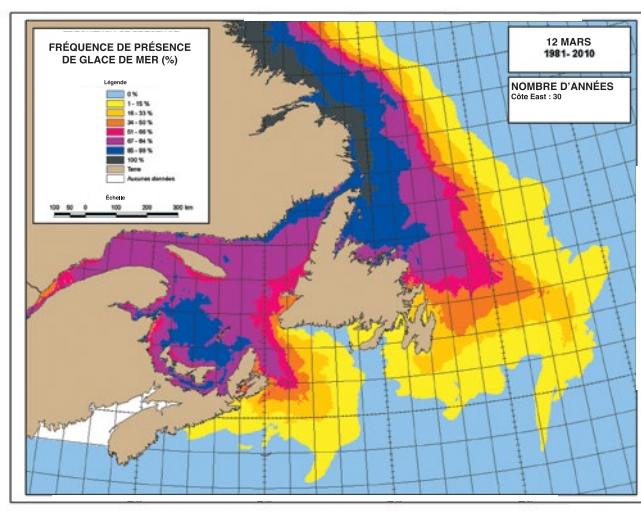


FIGURE 11 : Étendue de la glace de mer dans la région de l'Atlantique. L'ombrage de couleur indique le nombre d'années au cours de la période de 30 ans (1981 à 2010) pendant lesquelles on a noté la présence de glace de mer à cet endroit. On peut constater l'influence du courant du Labrador, qui s'écoule vers le sud, sur le transport de la glace vers le sud à partir du Labrador. Compilation de la figure effectuée par le Service canadien des glaces d'Environnement Canada.

quantités de sédiments de la zone sublittorale, sédiments qui peuvent être transportés au large ou sur de grandes distances le long de la côte (Reimnitz et Maurer, 1979; Forbes et Taylor, 1994). Certains ont avancé que la diminution récente de la glace de plusieurs années et le recul estival de la banquise de la côte ouest de l'Arctique peuvent accroître le transport de sédiments emportés par les glaces (Eicken *et al.*, 2005). Ce processus, conjugué à l'action des courants côté mer à proximité du fond, peut contribuer au recul du rivage en raison de la perte de sédiments qui sont emportés sur la plate-forme interne. Un affouillement direct ou indirect de l'avant-plage est provoqué par les radeaux glaciels qui s'échouent ou par l'action de la glace qui roule dans les vagues de hauts-fonds.

Pergélisol – Dans les régions nordiques des terrains de pergélisol contenant des sédiments riches en glace, la vulnérabilité des falaises côtières à l'érosion est assujéti aux conditions régissant le sol gelé (Kobayashi *et al.*, 1999) et est donc susceptible au réchauffement de la température de l'air, de la mer et du sol (Overeem *et al.*, 2011; Barnhart *et al.*, 2014a). L'érosion de ces côtes se produit de nombreuses manières, entre autres par encrassement et par décollement de la couche active, par sapement profond et effondrement de blocs qui délimitent des polygones de toundra (figure 12a; Hoque et Pollard, 2009) et par décrochement dû à la fonte régressive dans les sols à forte teneur en glace de sol (figure 12b; Lantuit et Pollard, 2008, Forbes *et al.*, 2014b). Malgré le rôle important que jouent les processus d'abrasion thermique et de thermokarst sur les côtes prises dans les glaces, le facteur prédominant responsable du recul du rivage dans la plupart des endroits n'en demeurent pas moins les tempêtes qui, lorsqu'elles se produisent en temps d'eau libre avec des vagues bien développées, peuvent entraîner une érosion et un sapement rapides (Overeem *et al.*, 2011; Barnhart *et al.*, 2014a).



FIGURE 12 : Érosion des côtes de pergélisol dans l'ouest de l'Arctique canadien : **a)** une profonde niche créée par érosion thermique sapant une falaise dans du sable lié par la glace et l'effondrement de blocs connexe suivant une grosse tempête, île de Tuktoyaktuk, Territoires du Nord-Ouest (photo gracieuseté de S.M. Solomon, Ressources naturelles Canada, août 2000) et **b)** amphithéâtres résultant de décrochements dus à la fonte régressive qui se sont produits dans des dépôts riches en glace à King Point, au Yukon (limite du lagon à gauche). La présence de glace massive (indiquée par la flèche blanche) est à remarquer dans la partie inférieure du mur de rimaye principal, qui a une hauteur d'environ 5 m (photo gracieuseté de D.L. Forbes, Ressources naturelles Canada, juillet 1992).

3 ÉVOLUTION DU CLIMAT

3.1 MOTEURS DU CHANGEMENT

La civilisation a évolué au cours des 10 000 dernières années, pendant l'ère la plus stable sur le plan climatique du dernier million d'années (p. ex. Rockström *et al.*, 2009). Le développement de sociétés complexes au Moyen-Orient et dans les Amériques semble avoir suivi de près la stabilisation du niveau de la mer depuis les derniers 7 000 ans (Day *et al.*, 2012). Cette stabilité relative du climat et du niveau de la mer est en train de changer. Ainsi qu'en font état les rapports d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC, 1990, 1992, 1995, 2001, 2007, 2013) et une grande quantité d'autres ouvrages scientifiques ayant été rédigés au cours des trois dernières décennies, les activités humaines ont entraîné des changements

fondamentaux dans la chimie de l'atmosphère, ce qui a des répercussions majeures au niveau du système climatique de la Terre et de l'habitat humain. En fait, le Cinquième rapport d'évaluation du GIEC (GIEC, 2013, p. 2) conclut que :

Le réchauffement du système climatique est sans équivoque, et depuis les années 1950, beaucoup de changements observés sont sans précédent depuis des décennies voire des millénaires. L'atmosphère et l'océan se sont réchauffés, la couverture de neige et de glace a diminué, le niveau de la mer s'est élevé et les concentrations de gaz à effet de serre ont augmenté.

Le système climatique (y compris l'atmosphère, les océans et la surface terrestre) existe en état d'équilibre thermique, ce qui signifie que l'énergie qui y entre est à peu près égale à l'énergie qui en sort. Modifier cet équilibre — même légèrement — entraîne un réchauffement ou un refroidissement de la Terre. Cet équilibre est la somme de plusieurs facteurs du forçage du climat agissant aussi bien à l'extérieur de l'atmosphère qu'à l'intérieur du système Terre-atmosphère. Les agents de forçage à l'extérieur de l'atmosphère sont associés à des paramètres astronomiques et consistent principalement en des variations périodiques de l'orbite de la Terre, qui provoquent des variations régulières dans la quantité et la répartition de radiations solaires que la Terre reçoit, et ce sur des périodes de dizaines de milliers d'années. Appelées cycles de Milankovitch, ces variations de l'excentricité, de l'inclinaison de l'axe et de la précession de l'orbite sont généralement reconnus comme étant les premiers déclencheurs des principales périodes glaciaires (Hays *et al.*, 1976).

Les agents de forçage à l'intérieur du système Terre-atmosphère comprennent les changements à la composition chimique de l'atmosphère et les changements à la surface de la Terre, en particulier sa réflectivité. Les gaz à effet de serre dans l'atmosphère captent l'énergie thermique (chaleur), ce qui entraîne la conservation dans l'atmosphère d'une partie de l'énergie qui se serait par ailleurs échappée dans l'espace par rayonnement. Même si la vapeur d'eau est le gaz à effet de serre le plus efficace, le dioxyde de carbone, le méthane et d'autres gaz s'avèrent les principaux sujets de discussions sur les changements climatiques en raison du fait que l'activité humaine peut modifier l'abondance de ces gaz dans l'atmosphère. Leur effet sur l'équilibre du bilan radiatif thermique de l'atmosphère (forçage radiatif) est suffisamment important pour que même des augmentations relativement légères de leur concentration aient une incidence perceptible sur le système climatique. Les nouveaux scénarios de changements climatiques présentés dans le plus récent rapport d'évaluation du GIEC et servant à mettre au point les prévisions de l'élévation du niveau de la mer pour le Canada présentées dans ce rapport (section 4) sont fondés sur les changements du forçage radiatif net (encadré 4).

ENCADRÉ 4

PRÉVISIONS DE LA COMPOSITION ATMOSPHÉRIQUE SELON LE GIEC

(Source : Cubasch et al., 2013; p. 147–150 « Description of future scenarios » - Cinquième rapport d'évaluation du GIEC)

L'état du climat futur dépend en très grande partie des gens et de leurs actes (p. ex. croissance de la population, progrès et utilisation de la technologie, consommation de combustibles fossiles, agriculture, déforestation et autres activités d'utilisation des terres). Les premiers efforts de prévision des changements climatiques futurs du GIEC mettaient l'accent sur la quantité de composés de carbone émis par l'activité humaine. Des experts en sociologie et en économie ont préparé des présomptions et des scénarios de tendances et de schémas futurs d'activité humaine, qui ont été traduits en scénarios d'émission de carbone et fournis aux modélisateurs du système climatique. Ce processus, décrit dans le rapport spécial sur les scénarios d'émissions (SRES; GIEC, 2000), a donné naissance à ce que l'on appelle les scénarios d'émissions SRES.

Lorsqu'il s'est agi de préparer le Cinquième rapport d'évaluation du GIEC une toute autre approche a été adoptée (GIEC, 2013). Les récentes recherches examinées par les pairs ont permis de mieux comprendre l'éventail des futurs scénarios d'émissions probables. À partir de l'éventail complet des scénarios d'émissions possibles, on a élaboré un sous-ensemble de quatre voies de concentration du carbone, appelées Representative Concentration Pathways (RCP – profils représentatifs d'évolution de concentration). Les RCP ne sont pas directement fondées sur des facteurs socioéconomiques changeants, mais précisent simplement les concentrations et les niveaux d'émissions qui y correspondent. Les scénarios de changements climatiques qui y sont associés traitent des gaz éphémères et des changements d'utilisation des terres de manière plus directe que ne le faisaient les scénarios d'émissions SRES. Ils distinguent une trajectoire d'émissions faibles, deux trajectoires d'émissions moyennes et une trajectoire d'émissions élevées. Le numéro dans le nom de chaque scénario correspond au *forçage radiatif net*, concept qui représente la différence entre la quantité d'énergie rayonnante qui entre dans l'atmosphère de la Terre et la quantité qui est renvoyée dans l'espace par rayonnement, exprimée en watts par mètre carré (W/m^2) pour l'an 2100. Le scénario à émissions les plus élevées, appelé RCP8.5, prévoit une concentration atmosphérique de dioxyde de carbone de 1000 ppm d'ici l'an 2100 (figure 13), avec un surplus de forçage radiatif connexe de $8,5 W/m^2$. À titre de référence, le surplus de forçage radiatif associé à la concentration atmosphérique actuelle de dioxyde de carbone est d'environ $2 W/m^2$ et on observe déjà des changements dans le système climatique. La *constante solaire*, soit la quantité de rayonnement solaire qui atteint la limite supérieure de l'atmosphère, est d'environ $1\,365 W/m^2$. Par conséquent, un changement du forçage radiatif de moins d'un pourcent est suffisant pour déclencher une réaction majeure au niveau de l'état thermique de l'atmosphère.

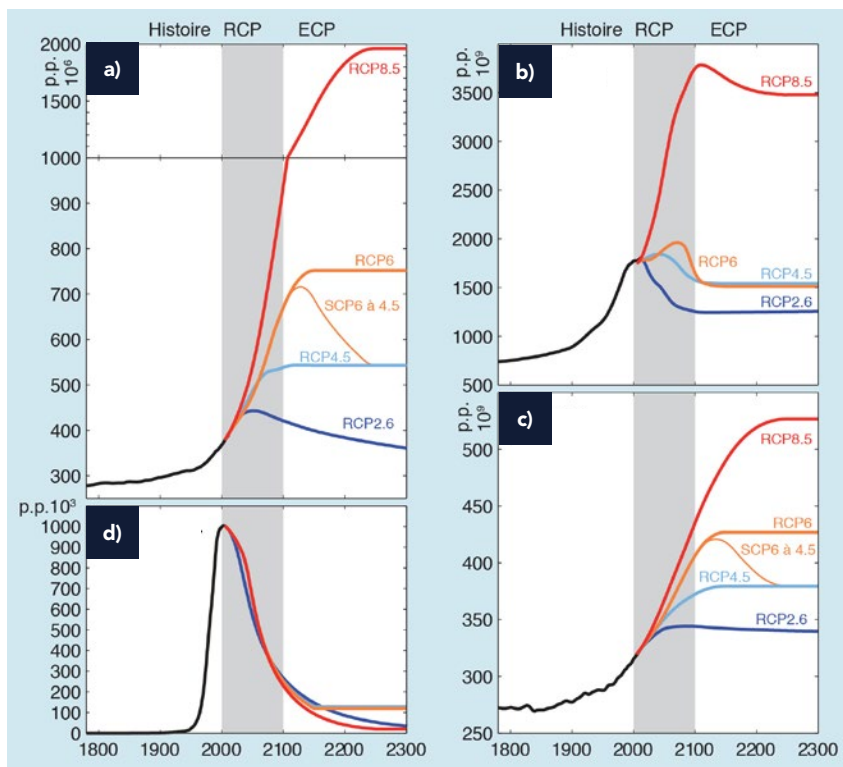


FIGURE 13 : Concentrations de gaz à effet de serre : **a)** dioxyde de carbone, **b)** méthane, **c)** oxyde d'azote et **d)** chlorurofluorocarbure, déterminées à l'aide des quatre RCP et leurs extensions (ECP) jusqu'à 2300 (tiré de Cubasch et al., 2013, encadré 1.1, figure 2).

Un autre facteur de forçage important à l'intérieur du système Terre-atmosphère concerne les altérations à la surface de la Terre. Ces altérations comprennent les changements dans l'utilisation des terres et dans la couverture des terres qui découlent d'activités humaines comme l'agriculture, l'urbanisation, la déforestation, la désertification et le drainage ou la création de zone de terres humides (p. ex. Pielke *et al.*, 2011; Mahmood *et al.*, 2014). Les altérations peuvent également inclure des changements dans la couverture de neige et de glace terrestre ou marine que peut directement susciter le réchauffement climatique (p. ex. Flanner *et al.*, 2011). Ensemble, ces changements modifient le degré de réflectivité de la surface de la Terre (l'albedo), la quantité de chaleur qui peut être emmagasinée et la quantité de carbone qui peut être stockée. Par exemple, la réflectivité du sol est fortement modifiée lorsque ce dernier passe d'une surface couverte de neige à une surface exempte de neige. La croissance des villes aux dépens des zones de végétation augmente la quantité d'énergie qui est libérée dans l'atmosphère sous forme de chaleur plutôt qu'être stockée par l'évaporation de l'eau. Les forêts et les sols gelés en permanence emmagasinent de grandes quantités de carbone; à mesure que leur taille diminue, le carbone qu'ils emmagasinent se voit rejeté dans l'atmosphère. La révolution industrielle, qui a commencé il y a environ 250 ans et a entraîné une augmentation rapide de la combustion du charbon, a déclenché une accélération du taux d'émissions de CO₂ dans l'atmosphère. Avant la révolution industrielle, les modifications apportées à l'utilisation des terres associées à des activités agricoles qui ont eu lieu pendant des milliers d'années peuvent avoir déclenché des changements dans la chimie de l'atmosphère (Ruddiman *et al.*, 2014), ce qui illustre bien la

capacité des changements survenant dans l'utilisation et la couverture des terres de modifier l'atmosphère.

La présente section met principalement l'accent sur la composante atmosphérique du système climatique du point de vue de son influence sur les processus côtiers, y compris le climat des vagues. Pour obtenir un aperçu des tendances et des changements prévus dans le climat océanique pour le Canada, les lecteurs sont renvoyés à Bush *et al.* (2014). Les changements dans le climat océanique, l'acidification des océans et les impacts connexes sont également abordés dans les chapitres régionaux du présent rapport (voir les chapitres 4 à 6).

3.2 VARIABILITÉ ET CHANGEMENT CLIMATIQUES

Le climat et le temps sont intrinsèquement variables. Les latitudes plus élevées font davantage preuve de variabilité que les tropiques. La variabilité du climat est à court terme et n'est pas nécessairement liée aux changements climatiques, bien qu'il existe des liens établis entre les deux (p. ex. le réchauffement climatique dans les latitudes élevées peut accroître la variabilité du climat; Francis et Vavrus, 2012). La variabilité du climat comporte également des liens spatiaux (téléconnexions) en fonction desquels un changement dans le système climatique à un endroit donné provoque une réaction climatique à un autre endroit situé à une certaine distance de la source du changement original. Les meilleurs exemples de téléconnexions sont les changements régionalisés et réguliers dans le système Terre-océans qui se répètent en cycles se mesurant en années et en décennies (encadré 5).

ENCADRÉ 5

VARIABILITÉ CLIMATIQUE ET TÉLÉCONNEXIONS ATMOSPHÉRIQUES

L'atmosphère, la cryosphère (neige, glaciers, glace de mer, fluviale et lacustre et pergélisol), les océans et les terres de la planète sont interconnectées de manière interne par l'échange de chaleur, d'eau douce, d'énergie et de gaz. La cryosphère et les océans, en particulier, peuvent stocker de grandes quantités de chaleur et d'eau douce. Des déplacements de grandes quantités de chaleur au sein du système peuvent se produire épisodiquement et susciter une forte rétroaction, ce qui entraîne des variations naturelles ou « oscillations » et que l'on désigne parfois le terme « variabilité interne du climat ». Ces oscillations se manifestent sous la forme de schémas de température de la surface de l'océan et de pression atmosphérique qui varient en fonction d'un cycle plus ou moins régulier. Deux oscillations principales, l'oscillation australe El Niño (ENSO) et l'oscillation nord-atlantique (NAO), sont connues depuis des siècles, et depuis les années 1980, les chercheurs s'intéressant au climat en ont cerné plusieurs autres. Ces oscillations peuvent durer quelques mois, voire des décennies, et tendent à être restreintes à des zones assez précises, généralement situées au-dessus des océans. L'oscillation de l'Arctique dans les schémas de pression atmosphérique et l'oscillation décennale du Pacifique et l'oscillation atlantique multidécennale dans la température de la surface de l'océan constituent d'autres exemples importants pour le Canada.

La plus connue des téléconnexions touchant le Canada est l'ENSO. El Niño est un changement périodique dans la température de la surface de la mer qui se produit dans le Pacifique Sud sous les tropiques, résultant de l'affaiblissement des alizés soufflant vers l'ouest qui permet à l'eau chaude habituellement poussée vers l'ouest de glisser à nouveau vers le côté est du Pacifique. Cela réchauffe les eaux au large du Pérou et du nord du Chili et refroidit les eaux de l'ouest du Pacifique. Les changements dans la température de la surface de l'eau modifient à leur tour la température atmosphérique et les schémas de pression atmosphérique, ce qui a une incidence sur les vents et les tempêtes. En ce qui a trait au Canada, une ENSO positive (El Niño) signifie des températures plus élevées dans tout le pays alors qu'une ENSO négative (La Niña) apporte des températures plus froides, généralement plus prononcées en hiver (Shabbar et Khandekar, 1996). Pendant une phase La Niña, par exemple, la côte du sud-ouest de la Colombie-Britannique connaît des hivers plus froids (Abeyirigunawardena *et al.*, 2009). Les téléconnexions peuvent également altérer les précipitations : une ENSO positive augmente le potentiel d'événements de précipitations extrêmes sur les côtes de la Colombie-Britannique et de l'est des Maritimes, mais réduit ce potentiel dans le centre de la Colombie-Britannique, en Alberta et dans le nord de l'Ontario (Zhang *et al.*, 2001; Wang *et al.*, 2006). Etkin *et al.* (2001) ont établi un lien entre l'ENSO et les épisodes de tornades dans les Prairies et le sud de l'Ontario (activité légèrement accrue pendant une ENSO positive et inhibées pendant une ENSO négative).

Les événements météorologiques qui retiennent l'attention, comme l'ouragan Juan (en 2003) ou l'ouragan Sandy (en 2012), soulèvent la question de savoir si l'événement est un produit des changements climatiques. Il n'existe aucun moyen de lier de manière irréfutable un événement donné aux changements climatiques. Toutefois, l'adoption d'une approche probabiliste des questions d'attribution établit un lien avec les changements climatiques du moment que l'enveloppe de probabilité est modifiée. Cette modification peut se manifester sous trois formes : la « moyenne déplacée » est un déplacement vers davantage d'extrêmes à une des extrémités (p. ex. plus de journées chaudes), la « variabilité accrue » est un déplacement vers une augmentation de la fréquence des extrêmes de tout type, et la « symétrie modifiée » est une modification dans le modèle de la répartition (p. ex. davantage de jours frais mais pas extrêmes; GIEC, 2012). Par exemple, une augmentation de la température de la surface de la mer alimentée par les changements climatiques réunit les conditions propices à une augmentation de la fréquence de formation de cyclones tropicaux (ouragans). Ainsi, même si on ne peut pas lier directement les changements climatiques à une tempête particulière susceptible de s'abattre sur le Canada atlantique, on peut conclure qu'il y a une possibilité accrue de formation d'ouragan en raison de l'augmentation de la température de la surface de la mer, qui elle est liée aux changements climatiques.

3.3 FACTEURS DÉTERMINANTS DU CLIMAT

Le régime de température du Canada est dominé par les changements saisonniers dans l'intensité des rayonnements. Les grandes plages de température qui accompagnent cette progression annuelle des rayonnements se remarquent particulièrement dans les endroits situés à l'intérieur des terres. Plus près de la côte, la forte influence modératrice des océans réduit la plage des

températures subies. La saisonnalité est plus importante sur la côte de l'Atlantique (région de la côte Est) que sur la côte du Pacifique (région de la côte Ouest) au Canada. Ces différences sont attribuables à la circulation principalement ouest-est des masses d'air. La température des eaux de surface du Pacifique varie peu au cours de l'année (figure 14) et la présence de masses d'air maritimes du Pacifique à température relativement constante prédomine dans la région de la côte Ouest. Les masses d'air circulant au-dessus de la côte de l'Atlantique, au contraire, proviennent principalement du continent. Cela entraîne des températures estivales plus chaudes et des températures hivernales plus froides. La température de la surface de la mer dans l'est est également fortement influencée par le courant du Labrador, un courant froid qui descend le long de la côte du Labrador, contourne Terre-Neuve et continue sa progression le long de la côte atlantique faisant face au sud-est de la Nouvelle-Écosse. La combinaison de ces deux facteurs fait que la région de la côte Est au sud du Labrador jouit d'une plage annuelle de températures de la surface de la mer relativement étendue (figure 14).

Les stations côtières nordiques présentent une plage saisonnière plus étendue que celles observées le long des côtes du Pacifique et de l'Atlantique, de même que des températures beaucoup plus froides. Les côtes de l'Arctique sont généralement situées au nord du courant-jet et des masses d'air froid ont tendance à y stagner pendant l'hiver. Le froid hivernal peut être ponctué d'événements épisodiques d'advection d'air chaud du sud qui peuvent apporter des précipitations verglaçantes, du brouillard et des conditions de fonte, soit des conditions météorologiques toutes susceptibles de poser des problèmes aux collectivités nordiques. Ces événements se produisent de plus en plus fréquemment (Wang, 2006) alors que le courant-jet semble montrer une plus grande variabilité (Francis et Vavrus, 2012).

Le schéma des précipitations est contrôlé par la circulation

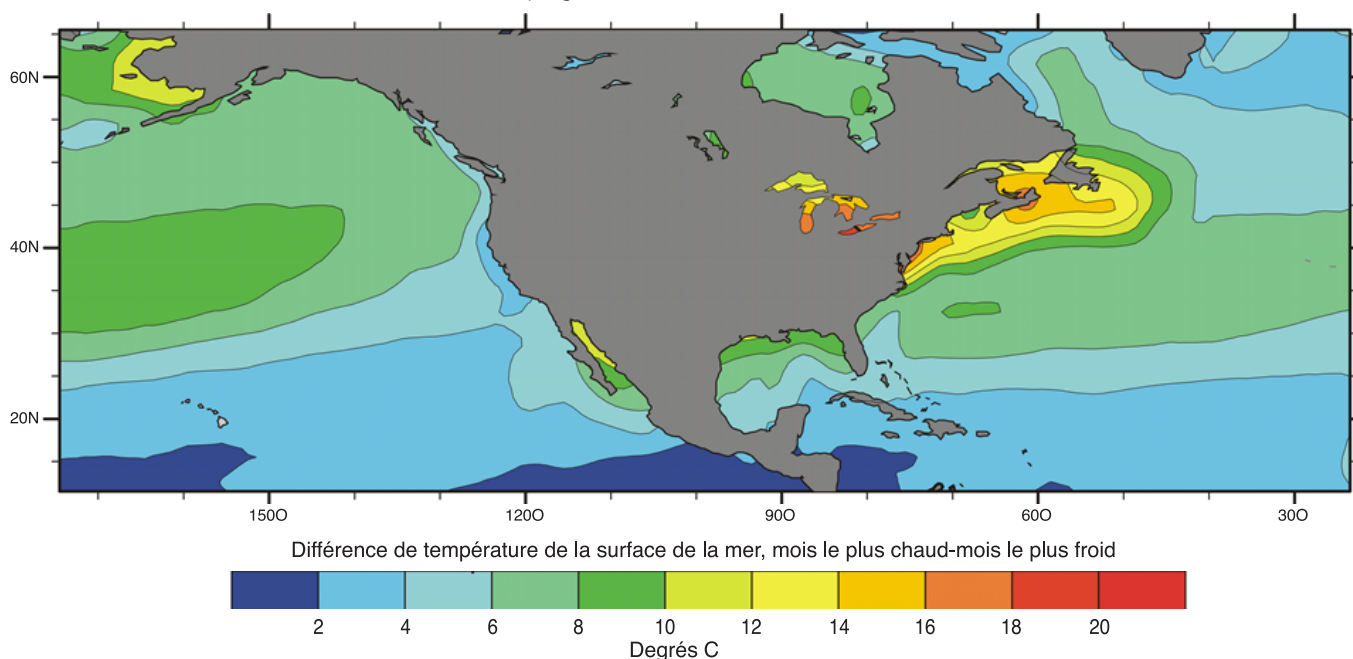


FIGURE 14 : Représentation graphique de la différence de température de la surface de la mer entre le mois le plus chaud en moyenne et le mois le plus froid en moyenne. L'amplitude beaucoup plus grande de la plage au large de la côte Est de l'Amérique du Nord est à remarquer (figure tracée à partir de données tirées de Reynolds et Smith, 1995).

atmosphérique dominante, la trajectoire des tempêtes et la topographie régionale. La circulation vers l'ouest qui apporte des températures modérées à la région de la côte Ouest entraîne également l'air humide du Pacifique et le précipite contre la topographie abrupte de la Cordillère nord-américaine, ce qui se traduit par les plus importantes précipitations totales au Canada (> 4 000 mm par an à certains endroits) et de grandes courbes de précipitations. Par exemple, le côté sud-ouest de l'île de Vancouver peut recevoir plus de 3 000 mm de précipitations par année, alors qu'à moins de 100 km de là, à Victoria, le total annuel moyen se chiffre aux environs de 400 mm. La plupart des précipitations se produisent pendant la période automne-hiver-printemps. La « rivière atmosphérique » est un phénomène unique à la côte du Pacifique — il s'agit d'une structure filiforme qui extrait de l'humidité du bassin d'humidité atmosphérique tropical et la dirige vers la côte ouest nord-américaine. Les rivières atmosphériques amènent des pluies fortes et persistantes et, dans plusieurs régions, elles s'avèrent des phénomènes météorologiques extrêmes (Ralph et Dettinger, 2012). Une inondation majeure le long de la côte du centre de la Colombie-Britannique en septembre 2010 a été provoquée par une rivière atmosphérique (Pinna Sustainability, 2013).

Dans la région de la côte Est, les précipitations sont en grande partie contrôlées par les tempêtes qui remontent le littoral est ou qui traversent le continent. La moyenne des précipitations totales annuelles varie généralement de valeurs plus faibles, soit de 800 mm dans l'est du Québec et le sud du Labrador, qui augmentent vers l'est, allant jusqu'à atteindre des valeurs supérieures à 1 600 mm dans certaines parties du nord de la Nouvelle-Écosse (cap Breton) et dans le sud de Terre-Neuve (Ressources naturelles Canada, 2007). Dans l'Est, la majorité des précipitations totales annuelles se produisent en hiver (100 à 150 mm par mois), les mois d'été recevant entre la moitié et les deux tiers environ des totaux mensuels hivernaux.

L'ouest et le nord de l'Arctique reçoivent moins de 300 mm de précipitations par année. La région connaît moins de tempêtes que l'est de l'Arctique et reçoit beaucoup moins d'humidité en raison de la couverture annuelle de glace de mer, dont la présence limite l'évaporation des océans. L'est de l'Arctique (île de Baffin, nord du Québec et Labrador) subit des incursions plus fréquentes de tempêtes provenant de la mer du Labrador et le détroit de Davis en direction de la baie de Baffin. En conséquence, la région reçoit également plus de précipitations, soit un total d'environ 1 000 mm par an dans des secteurs locaux comme la côte sud-est de l'île de Baffin.

3.4 TENDANCES ET PRÉVISIONS

Les tendances historiques et les prévisions de température et de précipitations pour l'ensemble du Canada, telles que résumées par Bush *et al.* (2014), servent de contexte à la discussion qui suit sur les changements observés et prévus du climat en milieu côtier.

3.4.1 TENDANCES

Alors que les données sur la température et les précipitations pour les régions de la côte Est et de la côte Ouest du Canada remontent à plus de 100 ans dans le passé, les relevés instrumen-

taux historiques pour la plus grande partie de l'Arctique ne remontent que jusqu'à 1950 environ. Vincent *et al.* (2012) ont fourni des renseignements détaillés sur l'analyse des tendances pour l'ensemble du Canada. Dans les régions côtières, les températures quotidiennes minimales et maximales des régions de la côte Est et de la côte Ouest présentent une tendance à la hausse pour la période de 1900 à 2010, les températures minimales montrant un réchauffement plus important que les températures maximales (figure 15). Les données disponibles pour les régions de la côte Nord ne sont pas suffisantes pour déterminer les tendances à long terme.

Pour une période récente de 50 ans (1950 à 2003), les températures quotidiennes maximales font preuve d'une tendance à la hausse faible à modérée sur la côte du Pacifique peu importe les saisons (pas de hausse statistiquement significative en automne). Ce modèle se répète sur la côte de l'Atlantique, même si la hausse n'est statistiquement significative qu'en été. L'Arctique se caractérise par une forte tendance au réchauffement dans les régions de l'ouest et du centre-sud en hiver, alors qu'elle n'est pas statistiquement significative dans l'est. La tendance automnale est modérée mais significative dans l'ensemble de l'est et du centre-nord. En été et au printemps, certaines régions font preuve d'une tendance plus marquée (Vincent *et al.*, 2012). Wang *et al.* (2014b) ont extrait des renseignements sur la fréquence des températures extrêmement élevées et basses (période de récurrence de 20 ans) enregistrée par les stations météorologiques établies partout au Canada. Ils ont calculé puis comparé la moyenne des températures pour les décennies 2010 et 1960. Les résultats indiquent une faible augmentation (+2 °C) ou aucune différence dans les stations des trois côtes. Les groupements les plus homogènes correspondent à des augmentations des températures minimales et maximales pour la région du centre de la Nouvelle-Écosse.

Les tendances dans les précipitations annuelles pour la période de 1950 à 2003 (Vincent et Mekis, 2006; Mekis et Vincent, 2011) témoignent d'importantes augmentations notées dans la plupart des stations des trois régions côtières. Le rapport neige-pluie a diminué (c.-à-d. plus de précipitations sous forme de pluie) presque partout sur les côtes du Pacifique et de l'Atlantique, alors que ce rapport a augmenté dans le Nord.

Les indices offrent une autre mesure pouvant servir à l'étude des changements au niveau des températures et des précipitations. L'analyse par Vincent et Mekis (2006) d'une série d'indices

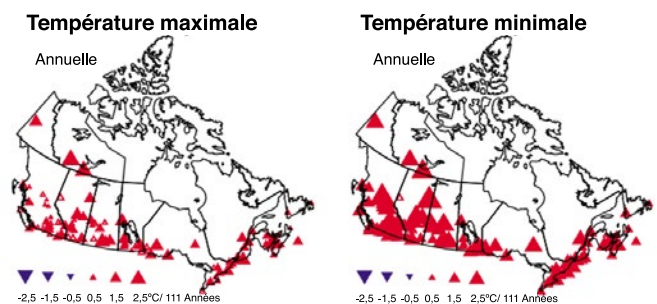


FIGURE 15 : Tendances dans la moyenne annuelle de la température maximale et minimale quotidienne pour le Canada, de 1900 à 2000 (Vincent *et al.*, 2012).

tels, par exemple, le nombre de jours de gel et le rapport neige-pluie, révèle entre autres que pendant la période de 1950 à 2003, la côte du Pacifique fait preuve d'une diminution de la fréquence des jours froids et des nuits froides et une augmentation de la fréquence des nuits chaudes. On remarque également de légères tendances dans le nombre de jours consécutifs sans précipitations, en particulier dans la zone des Maritimes de la région de la côte Est. Les tendances dans les fortes précipitations (> 10 mm) et les jours très humides (> 95^e centile) ne sont marquées que dans certaines stations de Terre-Neuve et des Maritimes et dans une station de la Gaspé. De même, une analyse de Zhang et al. (2001) mettant l'accent sur les événements de fortes précipitations a révélé peu de tendances à long terme, même si certains indices semblent indiquer une augmentation de la fréquence des fortes chutes de neige. Il est à remarquer qu'il s'agit d'une étude réalisée il y a 15 ans, soit une période assez longue pour que des changements dans les tendances observées se soient produits.

3.4.2 PRÉVISIONS

Les prévisions mondiales des changements dans la température de l'air à la surface (2 m) pour la période s'étendant jusqu'à 2035¹, présentées dans GIEC (2013), indiquent qu'une augmentation moyenne de < 1 °C est prévue pour l'hiver (décembre, janvier, février) aussi bien que pour l'été (juin, juillet, août) sur la côte du Pacifique. La côte de l'Atlantique fait preuve elle aussi d'une légère augmentation en été et d'une augmentation un peu plus importante (1,0 à 1,5 °C) en hiver. On prévoit que le Nord continuera de connaître des changements prononcés, dont une augmentation de la température de l'air hivernale dans les régions côtières pouvant atteindre jusqu'à 3 °C à plusieurs endroits. Les augmentations prévues de la température estivale sont de l'ordre de 1,0 à 1,5 °C.

Une étude plus détaillée pour l'Amérique du Nord réalisée par Šeparović et al. (2013) a employé un modèle climatique régional à haute résolution emboîté dans les extrants du modèle mondial pour la période de 2071 à 2100. La plupart des modèles laissent entrevoir des augmentations de la température de 2 à 3 °C pour la côte du Pacifique aussi bien que la côte de l'Atlantique pendant cette période. Des augmentations semblables sont prévues pour l'Arctique en été; toutefois, tous les modèles affichent une augmentation beaucoup plus importante de la température hivernale en Arctique, variant de 6 à 14 °C. Une analyse de Feng et al. (2012) axée sur l'Arctique est arrivée à des conclusions semblables, faisant état d'augmentations prévues de la température estivale (1 à 3 °C pour les régions côtières du nord du Canada) et d'augmentations hivernales prévues de 8 à 10 °C pour la période de 2080 à 2099.

En ce qui concerne les précipitations, l'analyse de Šeparović et al. (2013) pour la période de 2071 à 2100 font état d'une augmentation de 10 à 20 % des précipitations hivernales pour les côtes de l'Atlantique et du Pacifique. Le Nord affiche des augmentations potentielles beaucoup plus importantes, en particulier dans l'est de l'Arctique où l'on prévoit des augmentations pouvant atteindre 80 %. Pour la période estivale, plusieurs modèles semblent indiquer des réductions de jusqu'à 20 % des précipitations sur la côte du Pacifique. Aucune tendance particulière n'est indiquée pour la côte

de l'Atlantique, mais des augmentations pouvant atteindre 20 % sont indiquées dans de nombreuses régions de l'Arctique.

Puisqu'un grand nombre d'impacts météorologiques au Canada sont le produit de conditions météorologiques extrêmes (p. ex. Warren et Lemmen, 2014), il est important de comprendre les changements prévus en matière de phénomènes extrêmes. Casati et de Elia (2014) ont examiné les valeurs prévues de température extrême (valeurs minimales et maximales saisonnières et annuelles) en vue de déceler les changements dans la valeur ou la fréquence des extrêmes. Leurs résultats révèlent des augmentations dans la valeur des extrêmes de température, mais pas nécessairement une augmentation de leur fréquence. Les changements prévus aux événements de rivières atmosphériques touchant la côte pacifique des États-Unis ont été analysés par Dettinger (2011), qui en a tiré des conclusions pertinentes pour la région de la côte Ouest du Canada. Dans le cadre d'un scénario à émissions élevées, d'importants changements ont été décelés dans les valeurs extrêmes associées aux rivières atmosphériques. Le nombre d'années dotés d'événements de rivières atmosphériques multiples a augmenté, de même que les taux de transport de la vapeur d'eau et les tempêtes qui y sont associées. En outre, l'analyse a révélé que la durée de la saison au cours de laquelle la plupart des rivières atmosphériques se produisent devrait augmenter.

3.5 TEMPÊTES ET GLACE DE MER

3.5.1 TEMPÊTES

Le Canada et ses régions côtières subissent un vaste éventail non seulement de types de tempêtes mais aussi de répercussions de ces dernières (Stewart et al., 1995). L'importance des vents forts se fait tout particulièrement sentir dans les régions côtières, puisque ce sont eux qui créent des vagues destructrices et des ondes de tempête. Les tempêtes éloignées peuvent pousser de la houle à plus longue période dans le milieu côtier, ce qui présente un plus grand danger pour la circulation maritime. Les précipitations associées aux tempêtes peuvent également poser des problèmes. Dans le Nord, l'impact d'une tempête est déterminé par l'étendue et la mobilité de la glace de mer.

Les tempêtes dans la région du Pacifique sont généralement constituées de cyclones extratropicaux occlus qui se sont formés au-dessus du milieu ou de l'ouest du Pacifique et qui ont été poussés par le courant-jet dans la région côtière de la Colombie-Britannique. Cette région ne connaît pas de cyclones tropicaux (typhons ou ouragans), et même dans les scénarios de changements climatiques extrêmes, on prévoit que les vastes régimes de circulation du Pacifique nord maintiendront des températures de la surface de la mer trop froides pour permettre à l'activité de cyclone tropical de se manifester au large du littoral ouest de l'Amérique du Nord. Il y a des passages de zone frontale sur la côte du Pacifique, mais ils sont relativement diffus par comparaison avec les passages de zone frontale dans le centre ou dans l'est du Canada. Toutefois, les zones frontales dans la région de la côte Ouest sont importantes puisqu'elles génèrent des systèmes de tempête secondaires. Une trajectoire

¹ Les valeurs sont les moyennes pour la période de 2016 à 2035. Il est à remarquer que les prévisions pour cette période à court terme sont pratiquement les mêmes dans tous les scénarios de changements climatiques.

de tempête typique voit un système primaire se déplacer vers le nord dans le golfe de l'Alaska et s'y immobiliser, phénomène qui apporte beaucoup d'humidité à la côte du nord de la Colombie-Britannique. Dans certains cas, un système secondaire se forme à la confluence des fronts chaud et froid et contourne le système primaire vers le sud; ce système secondaire peut apporter des grands vents et de fortes précipitations à l'île de Vancouver et sur la côte du sud de la Colombie-Britannique.

L'été est une période relativement exempte de tempêtes sur la côte du Pacifique, puisque le courant-jet tend à produire une crête de haute pression au-dessus de la Colombie-Britannique, ce qui se traduit par du beau temps pour la majeure partie du sud de la côte de la Colombie-Britannique en été. En se déplaçant vers le nord, ces conditions météorologiques sont généralement maintenues, bien que l'on note une augmentation des précipitations estivales. La plupart des précipitations prennent la forme de pluies continues plutôt que de précipitations d'averses associées à l'activité convective. Les orages sont rares dans la région de la côte Ouest.

Pour la région de la côte Est, les contrôles climatiques à grande échelle comprennent les vents dominants en altitude, qui en se déplaçant d'ouest en est apportent avec eux les systèmes de tempête dans la région. L'intensité des systèmes de tempête formés au-dessus des plaines de l'Amérique du Nord se développe rapidement, au point où ils ont souvent atteint leur stade de maturité lorsqu'ils rejoignent la côte Est. Même si les tempêtes traversant cette région ont tendance à se déplacer assez rapidement, elles peuvent néanmoins apporter d'importantes précipitations et de grands vents. Ces événements se produisent principalement en hiver et au printemps. La région de la côte Est a deux autres trajectoires de tempête majeures qui ne touchent pas les autres parties du Canada. La première est celle des tempêtes qui se forment le long du littoral est des États-Unis, suivent la côte vers le nord-est et entrent dans l'est du Canada entre 36 et 48 heures après leur formation initiale. Ces tempêtes peuvent se déplacer et se développer très rapidement, les systèmes les plus violents étant désignés « tempêtes du nord-est » ou *nor'easters* (p. ex. Davis *et al.*, 1993). La tempête « Juan blanc », qui s'est abattue sur une grande partie des provinces atlantiques en février 2004 avec des chutes de neige record et des vents puissants, était une très forte tempête du nord-est. Les vents forts associés à la tempête ont engendré de très mauvaises conditions maritimes, y compris de la houle et une onde de tempête. La deuxième trajectoire de tempête unique touchant la région de la côte Est est la trajectoire généralement suivie par les cyclones tropicaux (ouragans) qui frappent la côte Est des États-Unis et le golfe du Mexique. Généralement, les ouragans ne s'abattent pas directement sur l'Est du Canada, à l'exception notable de l'ouragan Juan en septembre 2003. Ils s'abattent plutôt sur les États-Unis continentaux plus au sud et, à partir de ce point, la tempête se met à faiblir assez rapidement, perdant sa forme de cyclone tropical. C'est à ce moment que se déclenche la phase de transition extratropicale au cours de laquelle la tempête se transforme d'un cyclone tropical en cyclone extratropical. Malgré cet affaiblissement, ces tempêtes demeurent fortes et poursuivent généralement leur progression vers le nord-est jusqu'à la région de la côte Est du Canada. En raison de leur plus grand diamètre, certaines tempêtes tropicales et post-tropicales peuvent porter atteinte à une très grande zone et

causer presque autant de dommages qu'un véritable ouragan.

Maxwell (1981) cerne deux trajectoires de tempête principales dans l'Arctique canadien. La plus importante des deux part provient de l'est et entre dans la baie de Baffin par la mer du Labrador et le détroit de Davis. Il s'agit d'un rejeton de deux trajectoires de tempête majeures de l'Amérique du Nord, l'une suivant les latitudes moyennes des Rocheuses jusqu'à l'Est du Canada et l'autre longeant le littoral maritime atlantique. Les tempêtes suivant ces trajectoires se déplacent généralement au-dessus de l'Atlantique, où la trajectoire se divise. La plupart des tempêtes passent au sud du Groenland et poursuivent leur traversée de l'océan Atlantique. Certaines, toutefois, se tournent vers le nord en direction de la baie de Baffin et certaines d'entre elles s'immobilisent au-dessus de la baie d'Hudson. La seconde trajectoire de tempête majeure cernée par Maxwell (1981) vient de l'ouest et entre dans la mer de Beaufort et le golfe d'Amundsen, touchant l'archipel occidental et la côte continentale du Yukon, des Territoires du Nord-Ouest et de l'ouest du Nunavut.

Certaines tempêtes de l'île de Baffin engendrent des coups de vent, et d'autres sont des événements de précipitations produisant de la neige, de la pluie verglaçante ou de la pluie (Roberts *et al.*, 2008; Hanesiak *et al.*, 2010). Les vents de tempête peuvent engendrer de la houle et des vagues dont l'énergie se transmet à la glace de mer et la fracture (Asplin *et al.*, 2012), ce qui a pour résultat d'accélérer la décroissance de la glace et d'introduire de l'humidité et de la chaleur supplémentaires dans l'atmosphère, lesquels peuvent produire des conditions nuageuses ou de brouillard plus fréquentes. Les grandes étendues d'eau libre que l'on trouve maintenant dans l'océan Arctique et les mers marginales peuvent fournir les gradients thermiques nécessaires à la création de puissantes tempêtes pouvant couvrir de grandes surfaces, comme on l'a observé en août 2012 dans l'ouest de l'océan Arctique, y compris dans les mers des Tchouktches et de Beaufort (Simmonds et Rudeva, 2012).

Les tempêtes et les vents de tempête ont une variété d'impacts sur les côtes nordiques. De nombreux secteurs de la région de l'est de la mer de Beaufort présentent une bathymétrie peu profonde de la plate-forme interne. Ces conditions favorisent le développement d'ondes de tempête qui, combinées à la présence de grandes régions au relief émoussé dans le delta du fleuve Mackenzie, peuvent entraîner l'inondation de grandes étendues de terrain (Pisaric *et al.*, 2011) et peuvent créer des anomalies dans le niveau d'eau jusqu'à 100 km en amont de la côte (Marsh et Schmidt, 1993).

3.5.2 GLACE DE MER

Une caractéristique dominante de la région de la côte Nord du Canada est la glace : la glace de mer, le pergélisol et les glaciers (Forbes et Hansom, 2011; voir le chapitre 5). La présence de glace de mer favorise le refroidissement des côtes en été et rend les températures plus froides en hiver, puisque la couverture de glace de mer réduit le transfert d'humidité et d'énergie à l'atmosphère et réduit par conséquent l'influence modératrice de l'océan. La côte Est du Canada a elle aussi de la glace de mer, mais sa saison est plus courte (figure 16). La durée saisonnière de la glace de mer diminue sur presque toutes les côtes canadiennes, du golfe du Saint-Laurent (Forbes *et al.*, 2002) à l'archipel arctique (St-Hilaire-Gravel *et al.*, 2012) et à la mer de Beaufort

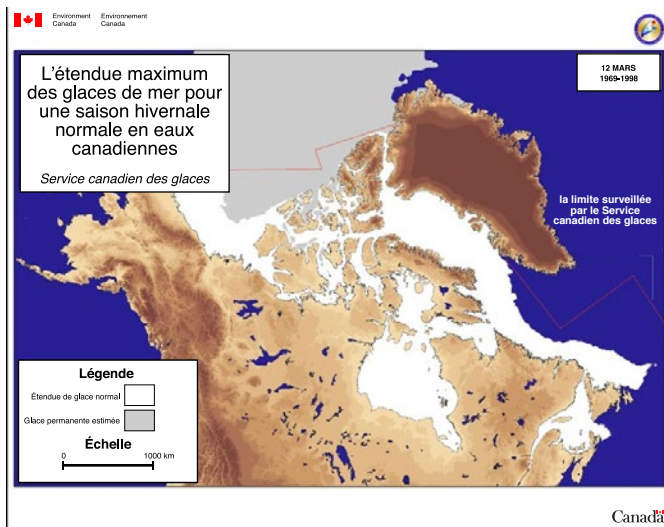


FIGURE 16 : Étendue maximale moyenne de la glace pour la période s'étendant de 1969 à 1998. Il est à remarquer que le 12 mars est la date retenue comme date de l'étendue maximale de la glace (Environnement Canada, 2013).

(Manson et Solomon, 2007; Overeem et al., 2011). Dans toute la région de l'Arctique, la surface et l'épaisseur de la glace de mer diminuent, avec des réductions de l'étendue estivale de la glace de l'ordre de 12 % par décennie au cours des trois dernières décennies (Stroeve et al., 2012; voir le chapitre 5). Pour l'instant, les prévisions des modèles climatiques semblent indiquer que l'océan Arctique pourrait être exempt de glace en été d'ici environ 2040 (Wang et Overland, 2009). Toutefois, même une couverture de glace estivale considérablement réduite aura de lourdes conséquences pour les côtes de l'Arctique (Barnhart et al., 2014b).

3.5.3 CHANGEMENTS AU NIVEAU DE L'ACTIVITÉ ORAGEUSE

Il est difficile de déceler les changements au niveau de la fréquence des tempêtes en raison de nombreux facteurs, notamment la manière dont une tempête est identifiée et classée de même que les méthodes d'analyse. Dans le cas des cyclones tropicaux, différents organismes de surveillance (États-Unis, Japon, Hong Kong/Chine) définissent la vitesse maximale du vent de manière différente. Une approche courante de l'analyse des tempêtes consiste à identifier et à suivre les tempêtes individuellement et à établir des statistiques sommaires relatives à différentes régions (Mesquita et al., 2009, 2010). D'autres approches mettent l'accent sur l'élaboration de statistiques représentant les paramètres météorologiques associés aux tempêtes, par exemple les vents forts (Atkinson, 2005). En outre, il est important de tenir compte de la durée d'enregistrement des données historiques afin de pouvoir distinguer les tendances de la variabilité cyclique. Par exemple, on reconnaît que la fréquence des cyclones tropicaux (ouragans) dans le bassin de l'Atlantique présente un cycle irrégulier caractérisé par des périodes d'activité faible et forte lié à l'oscillation atlantique multidécennale (Enfield et Cid-Serrano, 2010).

Malgré ces difficultés, il est évident que la trajectoire des tempêtes des latitudes moyennes se déplace vers le nord (GIEC, 2013), apportant en moyenne une plus grande fréquence de tempêtes dans le nord du Canada et une plus grande proportion de

tempêtes qui arrivent au Canada par l'ouest. La force et la position du courant-jet sont les principaux facteurs déterminants de la force et de la trajectoire des cyclones extratropicaux. Les modifications du courant-jet se feront sentir localement sous forme de climat modifié (p. ex. tempêtes plus ou moins fréquentes, incursions d'air chaud plus fréquentes). Une évaluation de la fréquence et du taux des chutes de pression enregistrés dans des stations partout au Canada — un substitut pour l'activité orageuse — a révélé une activité orageuse hivernale accrue dans le sud de l'Arctique et une faible diminution le long des côtes du sud du Pacifique et de l'Atlantique (Wang et al., 2006). Une activité orageuse estivale plus fréquente, mais moins intense a été constatée pour la côte de l'Atlantique.

Il est possible qu'il existe des liens entre la réduction de la glace de mer et la survenue de phénomènes météorologiques extrêmes plus au sud (Francis et Vavrus, 2012, 2015). La réduction de la glace de mer se traduit par une plus grande étendue d'eau libre qui réchauffe l'atmosphère polaire, le tout pouvant contribuer à amoindrir la force est-ouest du courant-jet. Cela à son tour a une incidence sur la forme du courant-jet, cette modification lui permettant de serpenter vers le nord et le sud et de créer des situations de « blocage » (encadré 6) susceptibles d'immobiliser des systèmes météorologiques (p. ex. temps pluvieux qui s'étire sur deux semaines). Pendant ces périodes, des phénomènes extrêmes peuvent se produire sous la forme de périodes prolongées de pluie, de sécheresse, de chaleur ou de froid. Cette idée ne fait pas l'unanimité (Barnes, 2013; Fischer et Knutti, 2014) mais constitue un domaine de recherche active, conflit qui reflète la complexité de nombreux systèmes terrestres.

Il est plus difficile de quantifier les changements futurs relatifs aux tempêtes et à la circulation que les changements relatifs à la température et aux précipitations. Dans le cas des tempêtes, les changements climatiques ne se traduisent pas par une augmentation du nombre de tempêtes dans l'hémisphère, mais plutôt par des changements dans la trajectoire des tempêtes et dans la durée de temps pendant laquelle les régimes d'écoulement atmosphérique à grande échelle se conforment à des conditions climatiques particulières. Les récents travaux ayant recours au scénario à émissions élevées (RCP8.5) prévoient une diminution générale de l'activité orageuse dans l'est et dans l'ouest du Canada, mais une augmentation de l'activité orageuse dans le nord à l'automne (Chang, 2013).

4 MODIFICATION DU NIVEAU DE LA MER

L'une des plus importantes conséquences des changements climatiques est l'élévation du niveau de la mer (Stern, 2007; GIEC, 2013). On prévoit une augmentation du niveau moyen mondial, ou absolu, de la mer de dizaines de centimètres, et peut-être même plus d'un mètre, d'ici l'an 2100, surtout en raison de l'expansion thermique des océans et de la fonte accrue de la glace terrestre (glaciers, calottes glaciaires et inlandsis; p. ex. GIEC, 2013; Church et al., 2013a). L'élévation du niveau de la mer entraîne une augmentation de la fréquence des inondations côtières et peut entraîner une augmentation du taux d'érosion côtière. Par conséquent, les prévisions du changement du niveau de la mer sont importantes aux fins de prévision des risques pour la population, de planification des activités d'entretien et de mise en valeur de l'infrastructure et de gestion de l'habitat (p. ex. Nicholls et al., 2011).

ENCADRÉ 6 SITUATIONS DE BLOCAGE

Une situation de blocage est une configuration trop sinuose de l'écoulement dans l'atmosphère qui ne se conforme pas au déplacement habituel des régimes climatiques d'ouest en est. À la place, les systèmes climatiques « s'immobilisent » et restent relativement stationnaires ou se déplacent lentement au-dessus d'une région donnée (qui peut être très vaste). Une situation de blocage peut subsister jusqu'à trois semaines et, pendant ce temps, les régions touchées par le blocage connaissent des conditions météorologiques très persistantes. La figure 17 illustre un blocage typique au milieu de l'Atlantique datant de février 1987, qui s'est traduit par une période prolongée de temps froid dans le Canada atlantique. Un exemple sur la côte Ouest s'est produit en septembre 2012 sous l'influence d'une crête de haute pression très persistante qui a assuré des semaines de temps ensoleillé, lequel s'est prolongé pendant ce qui aurait dû être le début de l'automne. De même, l'année suivante, un creux persistant a provoqué le pompage d'un air chaud et humide du sud-ouest vers la région de l'île de Vancouver, apportant des températures chaudes et des pluies modérées qui ont duré plusieurs semaines. Les résultats de recherches récentes semblent indiquer que le réchauffement de l'Arctique a entraîné l'affaiblissement de la force est-ouest du courant-jet (Francis et Vavrus, 2012), condition qui lui permet de serpenter davantage et mène à une augmentation de la fréquence des situations de blocage.

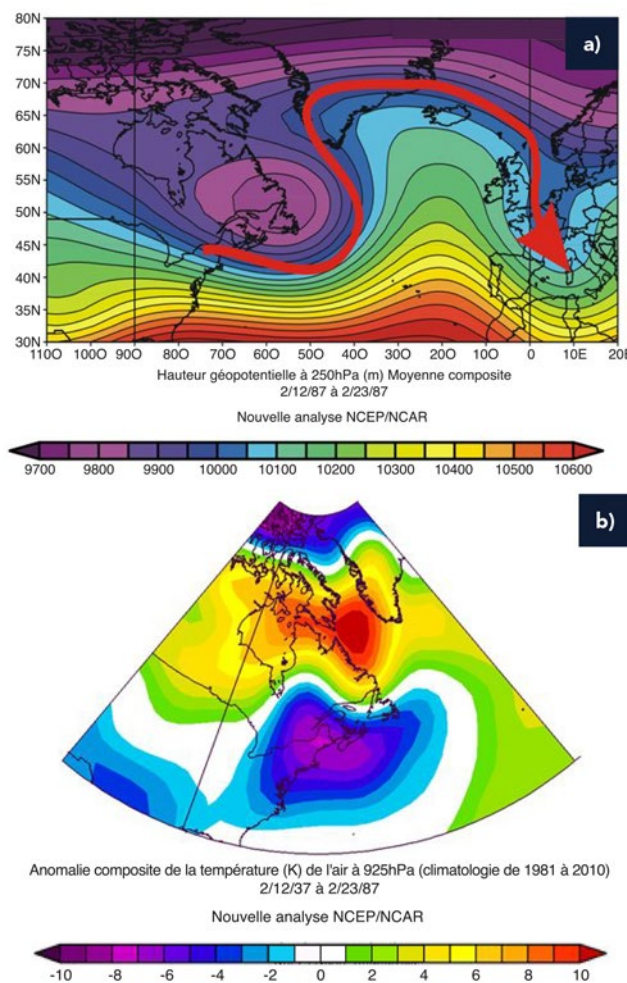


FIGURE 17 : a) Configuration de l'écoulement dans la haute atmosphère pendant un blocage typique au milieu de l'Atlantique. Les courbes de niveau relient des points d'élévation égale de cette surface piézométrique (250 hPa) au-dessus de la surface. La grosse flèche indique la position générale du courant-jet pendant la période du 12 au 23 février 1987. b) Anomalies dans la température régionale pendant la période illustrée à la partie a). La présence du blocage a entraîné une période prolongée de température froide pour la majeure partie de la région de la côte Est, comme le démontrent les anomalies de température négative ainsi qu'une forte anomalie de température chaude au-dessus des régions du nord du Labrador et de la baie d'Hudson de même que du sud de l'île de Baffin. Données et représentation graphique dressées à l'aide de l'outil d'extraction et de visualisation des données climatiques en ligne de la division des sciences physiques du Earth System Research Laboratory (laboratoire de recherche sur le système terrestre) de la National Oceanic and Atmospheric Administration (administration américaine pour les océans et l'atmosphère).

4.1 CHANGEMENT HISTORIQUE DU NIVEAU DE LA MER

Mondialement, le niveau de la mer s'est élevé au rythme moyen de $1,7 \pm 0,2$ mm/an entre 1901 et 2010, alors qu'entre 1993 et 2010, il s'est élevé au rythme plus rapide de $3,2 \pm 0,4$ mm/an (Church *et al.*, 2013a). Toutefois, on constate une variabilité considérable du rythme pendant tout le XX^e siècle (Church et White, 2006). Le changement du niveau de la mer est observé au moyen d'un

réseau mondial de marégraphes, auquel viennent s'ajouter des observations par satellite recueillies au cours des dernières décennies. Les tendances à long terme du niveau de la mer enregistrées par les marégraphes varient considérablement d'un lieu à l'autre. Une partie de la variabilité est attribuable aux effets océanographiques qui touchent l'élévation de la surface de la mer, mais un des principaux facteurs de contrôle du changement du niveau relatif de la mer est le déplacement vertical des terres (encadré 7).

ENCADRÉ 7

CHANGEMENT DU NIVEAU ABSOLU ET RELATIF DE LA MER

(Bush *et al.*, 2014, p. 53)

Le changement du niveau mondial de la mer est couramment abordé en termes de niveau « absolu » de la mer, ce qui signifie qu'il est mesuré par rapport au centre de la Terre. Sur la côte, le changement du niveau de la mer qui est constaté ou observé par rapport à un endroit fixe sur la terre est appelé changement du niveau relatif de la mer. Le changement du niveau relatif de la mer est la combinaison du changement du niveau absolu de la mer et du déplacement vertical des terres, qui peuvent tous deux varier d'un endroit à l'autre. Le soulèvement des terres fait diminuer l'élévation du niveau relatif de la mer et la subsidence des terres accroît l'élévation du niveau relatif de la mer. Lorsqu'il s'agit de déterminer le changement du niveau relatif de la mer pour l'ensemble du Canada, le déplacement vertical des terres (soulèvement et subsidence) joue un rôle de premier plan, même si les variations régionales dans le changement du niveau absolu de la mer sont également importantes.

La première cause de déplacement vertical des terres dans la plus grande partie du Canada est l'ajustement isostatique glaciaire (AIG), qui provoque le soulèvement ou la subsidence de la surface en raison des effets retardés de la dernière glaciation continentale (figure 18). Pendant la dernière période glaciaire, des inlandsis ont recouvert la surface de la Terre, y compris la majeure partie de la masse terrestre canadienne. Sous les inlandsis, à l'intérieur de la Terre, le régolite s'est déplacé vers le bas et l'extérieur et la surface de la Terre s'est affaissée. À la périphérie et immédiatement au-delà de l'inlandsis, les terres se sont soulevées en réaction au déplacement du matériau mantellique sous les inlandsis vers l'extérieur. Après la déglaciation, le processus s'est inversé et les terres ont commencé à se soulever là où elles avaient été enfoncées sous les inlandsis. À l'extérieur de la région de l'ancienne glaciation, les régions périphériques ont commencé à s'affaisser. Le processus de l'AIG se poursuit, provoquant un soulèvement dans les régions près du centre des anciens inlandsis, comme la baie d'Hudson. Dans les régions près en périphérie des anciens inlandsis, l'AIG provoque la subsidence des terres.

D'autres facteurs produisent également un déplacement vertical important des terres. Le déplacement le long des principales failles peut entraîner un soulèvement ou une subsidence. Les sédiments déposés dans les grands deltas (p. ex. deltas des fleuves Fraser et Mackenzie) près de l'embouchure des gros fleuves se compactent, provoquant la subsidence de la surface du delta. À l'échelle locale, la subsidence de surface peut être provoquée par le compactage de sédiments non consolidés et par le retrait des eaux souterraines. Sur la côte Ouest du Canada, la tectonique, les processus sédimentaires et l'AIG, y compris la réaction de la croûte terrestre aux changements touchant les glaciers actuels, ont tous une incidence sur le déplacement vertical de la croûte terrestre et les changements au niveau relatif de la mer. Dans les régions des côtes est et nord du Canada, l'AIG est la principale cause de déplacement vertical de la croûte terrestre à l'échelle régionale. Dans le Haut-Arctique et l'est de l'Arctique, la réaction de la croûte terrestre aux changements touchant les glaciers actuels est également très importante.

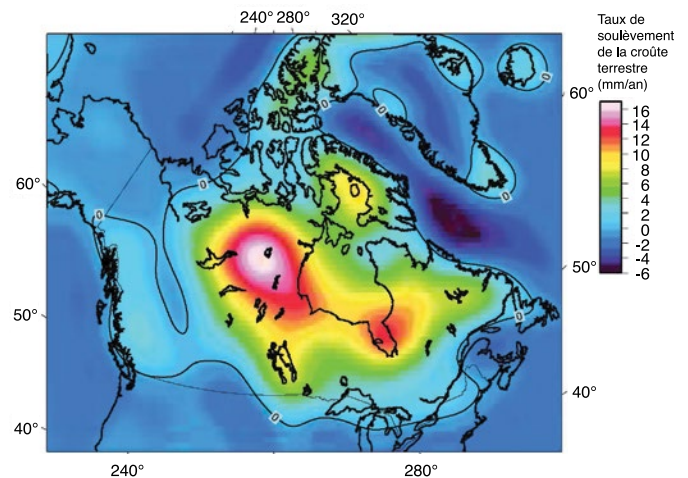


FIGURE 18 : Déplacement vertical des terres, en millimètres par an, produit par l'ajustement isostatique glaciaire, selon le modèle ICE-5G (Peltier, 2004).

Les effets du déplacement vertical des terres sont manifestes dans les registres de données des marégraphes (figure 19). Là où les terres se soulèvent rapidement en raison de l'AIG, comme à Churchill au Manitoba, le niveau de la mer chute rapidement, au rythme de 9,3 mm/an. Là où les terres s'affaissent en raison de l'AIG, comme dans la majeure partie des Maritimes et le long de la côte de la mer de Beaufort dans les Territoires du Nord-Ouest et au Yukon, le niveau de la mer s'élève plus rapidement que la moyenne mondiale du XX^e siècle. À Halifax, le niveau de la mer a augmenté au rythme d'environ 3,3 mm/an pendant tout le XX^e siècle. Au cours des derniers 50 ans, l'élévation du niveau de la mer a atteint une moyenne de 2,4 mm/an à Tuktoyaktuk, dans les Territoires du Nord-Ouest. On constate que la côte ouest de l'île de Vancouver se soulève lentement, sans doute en raison de l'activité tectonique, et le niveau de la mer à Tofino a baissé au rythme de 1,6 mm/an.

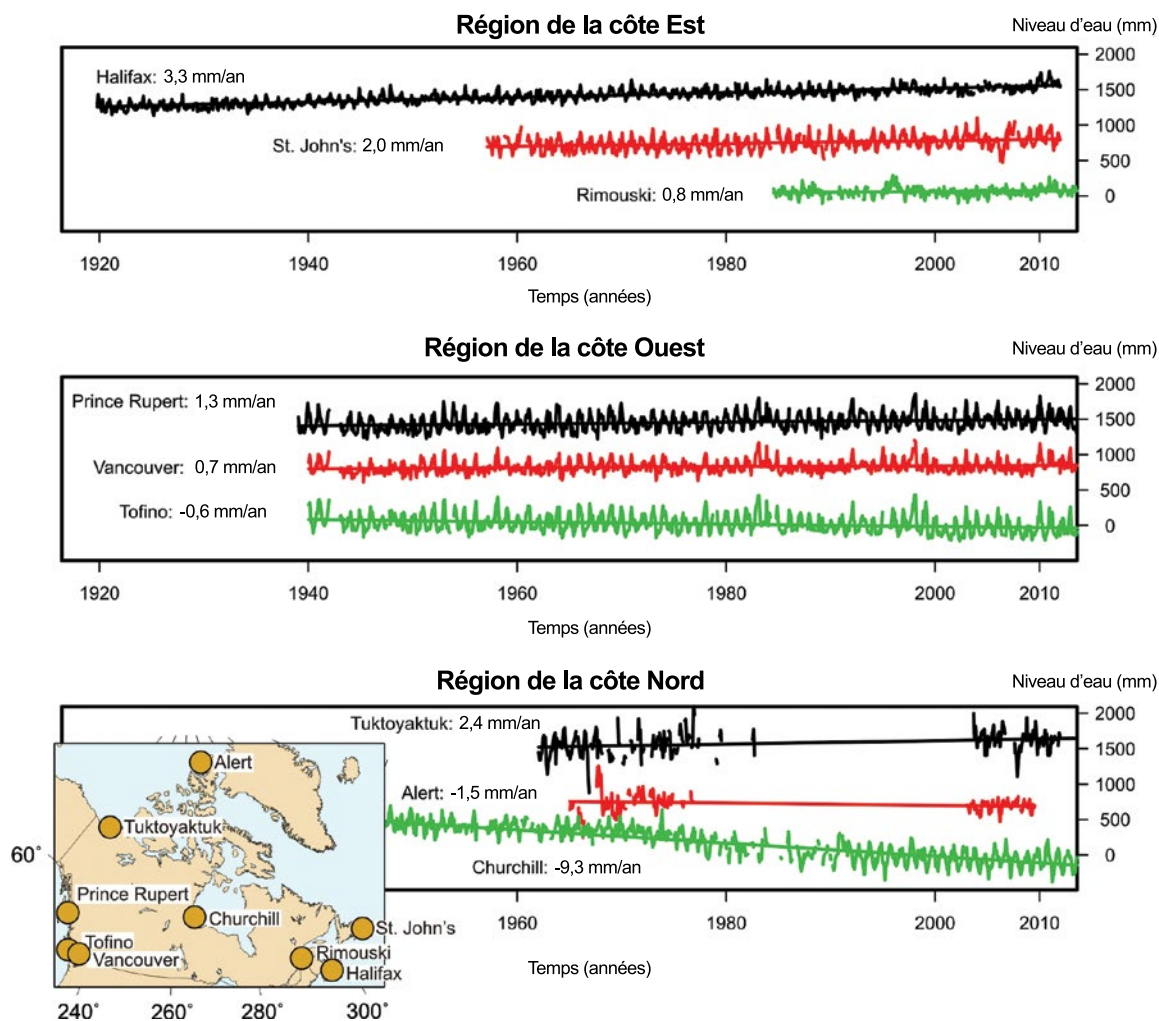


FIGURE 19 : Tendances à long terme en matière de changement du niveau relatif de la mer au Canada, telles qu'enregistrées par les marégraphes représentatifs. Les données des marégraphes proviennent du Permanent Service for Mean Sea Level (service permanent du niveau moyen de la mer) à l'adresse <http://www.psmsl.org/data/obtaining> consultée le 19 septembre 2014.

4.2 CHANGEMENT FUTUR DU NIVEAU DE LA MER

Les prévisions des changements dans le niveau relatif de la mer revêtent une importance particulière pour la planification de l'adaptation. Les prévisions du niveau relatif de la mer seront différentes du changement du niveau de la mer à l'échelle mondiale en raison du mouvement vertical local de la croûte terrestre provoqué par l'AIG, la tectonique et d'autres facteurs. Les prévisions du niveau de la mer exigent également de tenir compte des changements océanographiques dynamiques et de la réaction de la Terre aux changements touchant la masse de glace actuelle, y compris les variations spatiales dans la redistribution de l'eau de fonte glaciaire dans les océans.

Des prévisions des changements dans le niveau relatif de la mer pour le littoral canadien, fondées sur les scénarios et les prévisions mondiales du Cinquième rapport d'évaluation du GIEC (GIEC, 2013), ont été publiées par James *et al.* (2014, 2015). La section suivante résume la méthodologie et les résultats de cette analyse.

4.2.1 ÉLÉVATION DU NIVEAU DE LA MER À L'ÉCHELLE MONDIALE

Les prévisions de l'augmentation du niveau de la mer mondial présentées dans le Cinquième rapport d'évaluation du GIEC et citées ici (figure 20) reposent sur les scénarios de Representative Concentration Pathways, ou RCP (profils représentatifs d'évolution de concentration; Moss *et al.*, 2010; encadrés 4 et 8). Plusieurs des nouveaux scénarios RCP sont à peu de choses près comparables (en termes d'augmentations mondiales de la température annuelle moyenne d'ici l'an 2100) à ceux du SRES (Nakićenović *et al.*, 2000; encadré 4), qui étaient la norme utilisée aux fins d'analyse des changements climatiques au cours de la dernière décennie (tableau 1; pour plus de renseignements au sujet des scénarios SRES et , consulter GIEC (2013) ou Bush *et al.* (2014). L'élévation médiane prévue du niveau de la mer correspondant au scénario RCP à émissions les plus élevées (RCP8.5) est 1,7 fois plus importante que celle correspondant au scénario RCP à émissions les plus faibles (RCP2.6; figure 20).

TABEAU 1 : Prévisions des changements de la température moyenne et du niveau moyen de la mer à l'échelle mondiale en fonction des Representative Concentration Pathways scenarios ou RCP (scénarios de profils représentatifs d'évolution de concentration; GIEC, 2013) et les scénarios qui leur sont étroitement associés présentés dans le *Special Report on Emission Scenarios* (SRES; rapport spécial sur les scénarios d'émissions), en ce qui concerne l'augmentation médiane de la température d'ici 2100 (Rogelj et al., 2012).

Scénario RCP	Augmentation probable de la température mondiale à la surface pour la période 2081–2100* (en °)	Élévation probable du niveau mondial de la mer pour 2081–2100* (en m)	SRES comparable
RCP2.6	0,3–1,7	0,26–0,55	Aucun
RCP4.5	1,1–2,6	0,32–0,63	SRES B1
RCP6	1,4–3,1	0,33–0,63	SRES B2
RCP8.5	2,6–4,8	0,45–0,82	SRES A1FI

* par rapport à la période 1986–2005

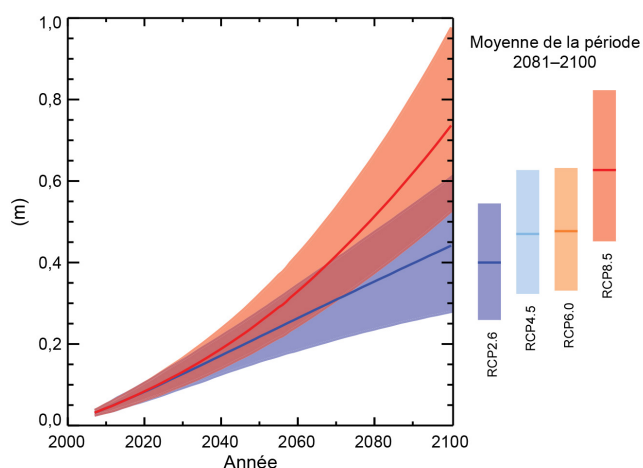


FIGURE 20 : Élévation prévue du niveau de la mer au cours du XXI^e siècle par rapport à la période s'étendant de 1986 à 2005 correspondant au RCP2.6 (scénario à émissions faibles) et au RCP8.5 (scénario à émissions élevées; figure SPM.9, GIEC, 2013). Les lignes illustrent la prévision médiane et l'ombrage, la plage évaluée (5^e au 95^e centile, ou intervalle de confiance de 90 %). L'élévation moyenne prévue du niveau de la mer entre 2081 et 2100 est indiquée à droite pour les quatre scénarios RCP.

La possibilité que l'élévation du niveau de la mer à l'échelle mondiale dépasse 1 m d'ici 2100 ne peut pas être écartée. Les prévisions du niveau de la mer fondées sur des relations simples entre la température atmosphérique mondiale (ou flux de chaleur) et l'élévation du niveau mondial de la mer, appelées prévisions semi-empiriques (Rahmstorf, 2007), estiment des élévations plus importantes du niveau de la mer d'ici 2100 (p. ex. 75 à 190 cm, Vermeer et Rahmstorf, 2009; 60 à 160 cm, Jevrejeva et al., 2010). Toutefois, les progrès récents au niveau de la compréhension des processus de stabilité des inlandsis, conjugués à la très grande variabilité des résultats semi-empiriques, ont poussé les auteurs du Cinquième rapport d'évaluation du GIEC à attribuer une cote de *faible niveau de confiance* à ces prévisions (Church et al., 2013a). Les répercussions d'une élévation prévue plus considérable du niveau mondial de la mer sont abordées de façon plus détaillée au chapitre 3 dans le contexte de la tolérance au risque.

Comme indiqué ci-dessus, divers éléments contribuent à l'élévation du niveau de la mer à l'échelle mondiale. Church et al. (2013a) fournissent des estimations et des contributions à l'élévation du niveau mondial de la mer apportées par l'expansion thermique de la couche supérieure de l'océan (appelée effet stérique), des glaciers de montagnes, calottes glaciaires et inlandsis du Groenland et de l'Antarctique ainsi que des réserves en eau (épuiement de l'eau souterraine et retenue des réservoirs d'eau). Les contributions de l'inlandsis de l'Antarctique occidentale constituent un facteur particulièrement important, mais sont mal encadrées (Church et al., 2013a). Les analyses de l'élévation supplémentaire du niveau de la mer qui peut découler de l'instabilité de l'inlandsis marin de l'Antarctique occidentale d'ici 2100 (Pfeffer et al., 2008; Katsman et al., 2011; National Research Council, 2012; Bindschadler et al., 2013) arrivent à une estimation moyenne supérieure de 64,6 cm. Ainsi que l'on peut lire dans le *Résumé à l'intention des décideurs*, qui est la contribution du Groupe de travail I au Cinquième rapport d'évaluation du GIEC (GIEC, 2013, p. 25) :

D'après les connaissances actuelles, seul l'effondrement des parties marines de la calotte glaciaire de l'Antarctique, s'il se déclençait, pourrait entraîner une hausse du niveau des mers nettement supérieure à l'intervalle probable pour le XXI^e siècle. Cependant, cette contribution ne dépasserait pas quelques dixièmes de mètre d'élévation du niveau des mers au cours du XXI^e siècle (degré de confiance moyen).

Pour tenir compte de cette contribution supplémentaire possible à l'élévation du niveau mondial de la mer au cours de ce siècle, l'analyse dans le présent rapport prend en considération un scénario additionnel en plus de ceux utilisés dans le Cinquième rapport d'évaluation du GIEC (encadré 8; tableau 2). Dans l'ensemble, ce rapport met l'accent sur les précisions du niveau de la mer en fonction de quatre scénarios, résumés au tableau 2. Une discussion sur la pertinence de ces scénarios relative à la détermination des risques en matière de gestion côtière est présentée au chapitre 3, de même que dans les chapitres régionaux du présent rapport.

ENCADRÉ 8 SCÉNARIOS D'ÉLEVATION DU NIVEAU DE LA MER À L'ÉCHELLE MONDIALE UTILISÉS DANS LE PRÉSENT RAPPORT

Les prévisions de l'élévation du niveau de la mer présentées dans le présent chapitre et utilisées dans l'ensemble du présent rapport mettent l'accent sur quatre scénarios d'élévation du niveau de la mer à l'échelle mondiale. Trois des quatre scénarios, soit les RCP2.6, 4.5 et 8.5, sont identiques à ceux présentés dans le Cinquième rapport d'évaluation du GIEC (GIEC, 2013). Le quatrième scénario RCP dont le GIEC a tenu compte, RCP6.0, est associé à des prévisions de l'élévation du niveau mondial de la mer très semblables mais légèrement supérieures à celles du RCP4.5 (figure 20). Les deux sont considérés comme des scénarios à émissions modérées mais seul le RCP4.5 est présenté ici afin de simplifier la présentation visuelle des prévisions d'élévation du niveau de la mer.

En plus des scénarios RCP fondés sur des modèles, ce rapport présente également un scénario conçu afin d'évaluer l'effet qu'aurait un effondrement partiel de l'inlandsis de l'Antarctique occidental sur le changement du niveau relatif de la mer au Canada. Le scénario à émissions élevées RCP8.5, le scénario ayant le plus de chances d'être associé à l'effondrement de l'inlandsis, se voit ajouter une contribution supplémentaire

de 65 cm à l'élévation du niveau de la mer provenant de l'Antarctique occidental. Appelé ici le « scénario à émissions élevées plus la réduction de l'inlandsis de l'Antarctique », il prévoit la plus grande élévation du niveau de la mer à l'échelle mondiale et représente une limite supérieure possible de l'élévation du niveau mondial de la mer d'ici 2100, d'après les renseignements contenus dans le Cinquième rapport d'évaluation du GIEC (tableau 2; GIEC, 2013). Aux fins de planification, les scénarios peuvent être étudiés dans le contexte de la tolérance au risque d'élévation du niveau de la mer (chapitre 3; Parris *et al.*, 2012).

TABLEAU 2 : Scénarios utilisés dans le présent rapport pour produire des prévisions de l'élévation du niveau relatif de la mer.

Scénario	Nom descriptif du scénario
RCP2.6	Émissions faibles
RCP4.5	Émissions modérées
RCP8.5	Émissions élevées
RCP8.5 plus 65 cm attribuables à l'effondrement partiel de l'inlandsis de l'Antarctique occidental	Émissions élevées plus réduction de l'inlandsis de l'Antarctique

4.2.2 MOUVEMENT VERTICAL DES TERRES

Comme indiqué ci-dessus, le mouvement vertical des terres a une forte incidence sur les changements du niveau relatif de la mer. Le soulèvement des terres réduira l'élévation du niveau de la mer constatée en un endroit donné et vice versa, la subsidence des terres accentuera l'élévation du niveau relatif de la mer. Le soulèvement ou la subsidence des terres actuelles est mesurée au moyen de la technologie du système mondial de localisation (GPS), ou plus généralement système mondial de satellites de navigation. La position d'une antenne, généralement fixée au substratum rocheux, est surveillée de manière continue ou répétitive sur plusieurs années en suivant la ou les constellations du satellite de navigation. Le taux de soulèvement à long terme est calculé à partir de la série temporelle de positions verticales.

La densité des stations GPS varie considérablement d'un endroit à l'autre au Canada (figure 21), et la plupart disposent de données couvrant une période de 5 à 15 ans. Les taux de soulèvement (la méthodologie est présentée dans James *et al.*, 2014) sont généralement homogènes à l'échelle pancanadienne. Dans la région de la côte Est, le mouvement vertical varie d'un soulèvement d'environ 1 à 4,5 mm/an pour les sites du Québec à une subsidence pouvant atteindre quelque 2 mm/an en certains endroits de la Nouvelle-Écosse. Sur la côte Ouest, les taux de soulèvement varient d'une subsidence d'environ 1 mm/an à Puget

Sound à un soulèvement de près de 4 mm/an dans la partie centrale de l'île de Vancouver, de même que de plus légers soulèvements plus au nord. La côte ouest de l'île de Vancouver se soulève en raison de la déformation causée par la subduction de la

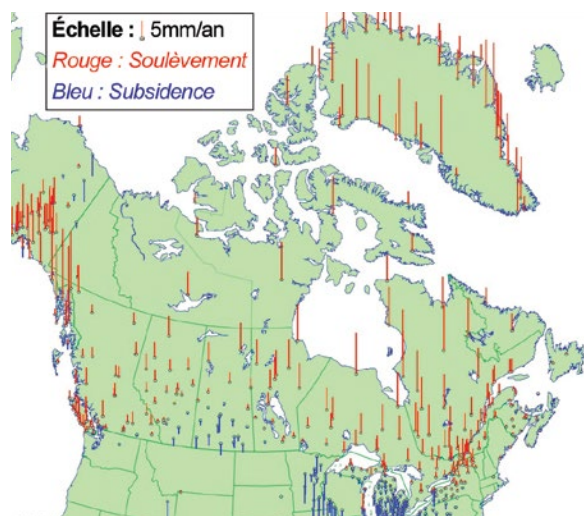


FIGURE 21 : Taux de soulèvement et de subsidence de la croûte terrestre déterminés au moyen de données GPS (en millimètres par an; Craymer *et al.*, 2011).

plaque Juan de Fuca sous l'Amérique du Nord. La plus importante variation dans le déplacement vertical des terres se remarque dans l'Arctique. La baie d'Hudson se soulève au rythme de 10 mm/an ou plus, ce qui se traduit par une chute du niveau relatif de la mer. D'importantes parties de l'archipel Arctique canadien se soulèvent de quelques millimètres par an, alors que le littoral de la mer de Beaufort dans l'ouest de l'Arctique soumis aux effets de l'ajustement isostatique glaciaire, s'affaisse au rythme de 1 à 2 mm/an. Les rares observations GPS recueillies dans l'est de l'Arctique et le Haut-Arctique révèlent des taux de soulèvement de quelques millimètres par an découlant d'une combinaison d'AIG et de réaction de la croûte terrestre au changement dans la masse de glace actuelle.

4.2.3 EFFETS DU CHANGEMENT DANS LA MASSE DE GLACE ACTUELLE

L'eau provenant de la fonte des glaciers, des calottes et des inlandsis n'est pas répartie de manière uniforme dans les océans du monde (Farrell et Clark, 1976; Mitrovica et al., 2001, 2011). À mesure qu'un glacier ou un inlandsis fond, la masse réduite de la glace restante entraîne le soulèvement des terres en-dessous et à côté d'un inlandsis en retrait parce que la croûte de la Terre réagit comme un objet élastique et reprend sa forme. En outre, la masse de glace en retraite exerce une force gravitationnelle réduite sur l'eau de l'océan qui l'entoure, ce qui fait en sorte que la surface de l'océan voisin subit une baisse (figure 22). L'effet peut être très marqué pour les sites à proximité de sources d'eau de fonte. Le Canada abrite une quantité importante de glaciers de montagne et de calottes glaciaires dans le Nord et, à l'échelle mondiale, est relativement proche de l'inlandsis du Groenland. L'Ouest du Canada subit également l'influence des glaciers de montagne et des champs de glace en recul rapide de la chaîne Côtière et du golfe de l'Alaska. Par conséquent, en ce qui a trait aux localités canadiennes, il est particulièrement important que les prévisions du niveau de la mer tiennent compte des effets du changement de la masse de glace actuelle.

4.2.4 EFFETS OCÉANOGRAPHIQUES RÉGIONAUX

Les courants océaniques mondiaux créent une topographie « dynamique » à la surface de la mer de plus d'un mètre d'amplitude. Les changements aux courants océaniques peuvent entraîner des changements dans la topographie de la surface de la mer et par conséquent des changements dans le niveau relatif de la mer à l'échelle locale. Une caractéristique marquée de ces changements dynamiques dans le niveau de la mer est qu'une élévation du niveau de la mer attribuable à l'affaiblissement du Gulf Stream est prévue pour le nord-est de la côte de l'Amérique du Nord au cours du siècle à venir (Yin et al., 2010; Yin, 2012; Church et al., 2013a). Dans le cas de l'ouest de l'Arctique, on prévoit que les changements océanographiques dynamiques dans le niveau de la mer seront presque aussi importants que ceux de la région de la côte Est, alors que ceux de la côte du Pacifique devraient être relativement légers. Par contre, un événement d'ENSO d'importance considérable peut faire s'élever le niveau de la mer de plusieurs dixièmes de centimètres dans la région de la côte Ouest (section 4.3, Thomson et al., 2008).

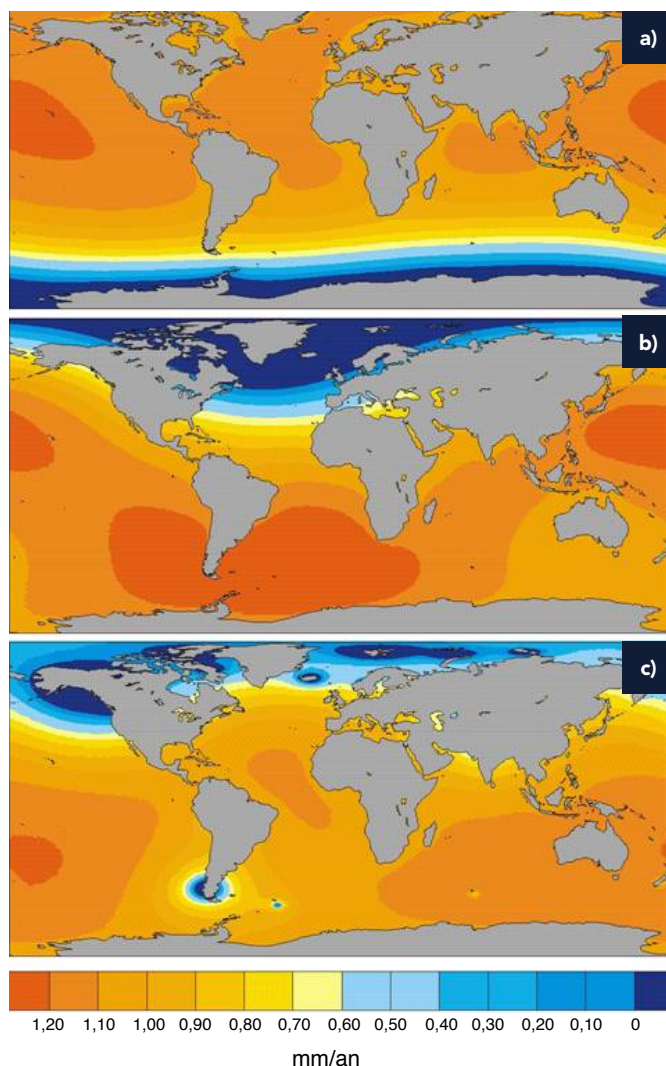


FIGURE 22 : Élévation du niveau relatif de la mer, en millimètres par an, en fonction d'une contribution présumée de 1 mm/an à l'élévation du niveau mondial de la mer **a)** de l'Antarctique, **b)** du Groenland et **c)** des glaciers de montagne et des calottes glaciaires (tiré de Mitrovica et al., 2001). Près d'une source d'élévation du niveau de la mer, le niveau relatif de la mer descendra. À plus grande distance, l'élévation du niveau de la mer est moins importante que la moyenne mondiale. À des distances encore plus grandes, l'élévation du niveau de la mer est légèrement supérieure à la moyenne mondiale.

4.3 PRÉVISIONS DU CHANGEMENT DU NIVEAU DE LA MER AU CANADA

4.3.1 PRÉVISIONS DU CHANGEMENT DU NIVEAU RELATIF DE LA MER

Des prévisions du niveau relatif de la mer portant sur 69 collectivités côtières et autres lieux côtiers du Canada et du nord des États-Unis ont été faites par James et al. (2014; figure 23), qui se sont fondés sur le Cinquième rapport d'évaluation du GIEC (Church et al., 2013a, b). Les prévisions tiennent compte des contributions à l'élévation du niveau de la mer à l'échelle mondiale de l'effet stérique, de l'influence de la glace terrestre et des activités de nature anthropique comme le pompage de l'eau souterraine déjà mentionnés, et considèrent également les effets de l'océanographie dynamique, qui peuvent varier d'un endroit

à l'autre et des changements à la masse de glace actuelle. On s'est servi du mouvement vertical des terres déterminé à l'aide du GPS pour déterminer le changement prévu du niveau relatif de la mer (Mazzotti *et al.*, 2008; méthodologie présentée dans James *et al.*, 2014).

Les différences spatiales dans le changement prévu du niveau relatif de la mer sont semblables aux changements historiques du niveau de la mer et suivent en majeure partie le schéma de mouvement vertical des terres. Les plus importantes élévations prévues du niveau de la mer, qui dépassent 75 cm pour la prévision médiane du scénario à émissions élevées en 2100 (points rouges sur la figure 23), se produisent aux endroits où les terres s'affaissent actuellement en raison de l'AIG dans la région de la côte Est. D'importantes élévations du niveau de la mer sont également prévues dans le Puget Sound au nord de l'état de Washington. Les autres secteurs où les terres s'affaissent ou se soulèvent lentement en raison de l'AIG et pour lesquelles on prévoit une élévation du niveau de la mer supérieure à 50 cm (points orange) sont la côte de la mer de Beaufort, certaines régions de Terre-Neuve et du Québec et, sur la côte du Pacifique, les basses-terres du Fraser et le nord de la Colombie-Britannique. La tectonique active et, dans le delta du fleuve Fraser, la consolidation des sédiments (Mazzotti *et al.*, 2009), contribuent au déplacement vertical de la croûte terrestre dans l'ouest. Là où, actuellement, les terres se soulèvent le plus rapidement, soit dans la baie d'Hudson et le centre de l'archipel arctique canadien, on prévoit que le niveau de la mer s'abaissera de plus de 50 cm (points bleu foncé et mauves sur la figure 23). Dans le Haut-Arctique et l'est de l'Arctique, les effets des changements dans la masse de glace actuelle (des glaciers et des calottes glaciaires arctiques de même que de l'inlandsis du Groenland) contribuent à une faible élévation prévue du niveau de la mer ou à des chutes de faible importance du niveau de la mer. Ce phénomène est particulièrement marqué à Alert, le lieu sis le plus au nord de cette région, dont la proximité à l'inlandsis du Groenland contribue à une importante chute prévue

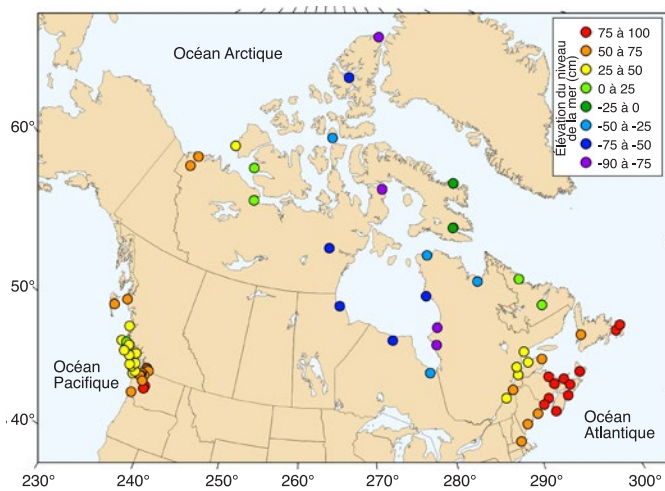


FIGURE 23 : Changement prévu du niveau relatif de la mer en 2100 (en cm) pour la médiane du scénario à émissions élevées (RCP8.5) en 69 endroits côtiers au Canada et dans le nord des États-Unis (James *et al.*, 2014, 2015). Les valeurs varient de -84 à 93 cm et se rapportent aux conditions notées au cours de la période s'étendant de 1986 à 2005.

du niveau de la mer attribuable au soulèvement élastique de la croûte terrestre découlant de la réduction prévue de l'inlandsis du Groenland et des calottes glaciaires arctiques.

La figure 24 résume les prévisions du niveau de la mer en fonction de tous les scénarios pour Halifax (N.-É.), Vancouver (C.-B.), Nain (T.-N.-L.) et La Grande 1 (QC). Ces scénarios couvrent un éventail de déplacements verticaux de la croûte terrestre variant d'environ -1 mm/an (Halifax, qui s'enfonce) à 15 mm/an (La Grande 1, qui se soulève rapidement). Le scénario à émissions élevées plus la réduction de l'inlandsis antarctique se distingue en raison du fait qu'il formule des prévisions de changement du niveau relatif de la mer dépassant 150 cm à Halifax en 2100 et ne prévoit qu'une diminution négligeable du niveau de la mer à l'endroit qui se soulève le plus rapidement, La Grande 1 (en particulier lorsqu'on le compare avec le scénario à émissions faibles, qui prévoit environ 50 cm d'élévation du niveau de la mer à Halifax et plus de 100 cm de chute du niveau de la mer à La Grande 1). D'autres détails sur la variabilité régionale des changements prévus du niveau de la mer sont présentés aux chapitres 4 (région de la côte Est), 5 (région de la côte Nord) et 6 (région de la côte Ouest) du présent rapport.

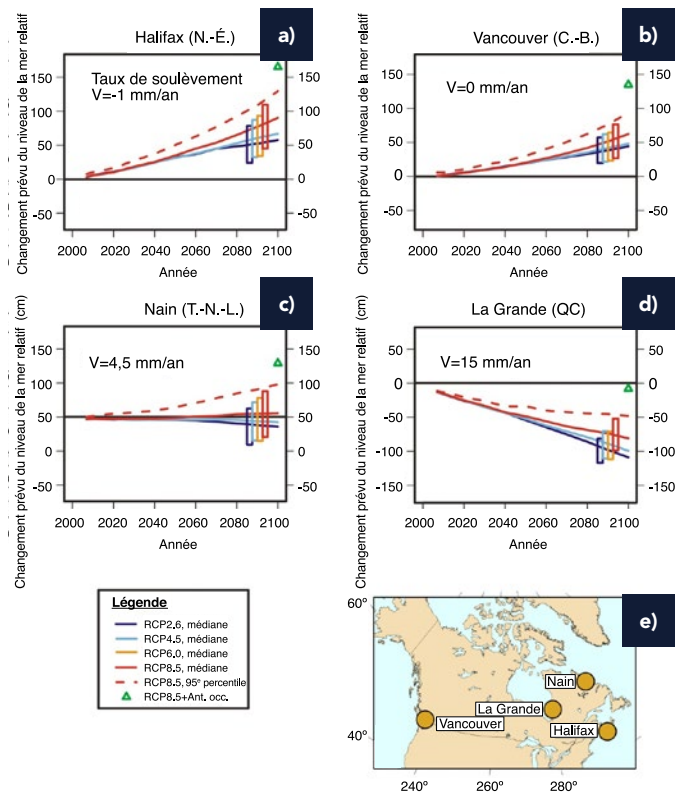


FIGURE 24 : Changement prévu du niveau relatif de la mer, fondé sur le Cinquième rapport d'évaluation du GIEC (Church *et al.*, 2013a, b) et ayant recours au déplacement vertical (V) de la croûte terrestre (taux de soulèvement, indiqué à 0,5 mm/an près) tiré des observations GPS indiquées dans chaque panneau pour **a)** Halifax, **b)** Vancouver, **c)** Nain et **d)** La Grande 1 (James *et al.*, 2014, 2015). Les prévisions sont indiquées pour le siècle en cours pour les scénarios à émissions faibles (RCP2.6), à émissions modérées (RCP4.5) et à émissions élevées (RCP8.5). La valeur prévue en 2100 est également indiquée pour le scénario à émissions élevées plus la réduction de l'inlandsis de l'Antarctique (RCP8.5+Ant. occ.; triangle vert). Les rectangles illustrent l'intervalle de confiance de 90 % (5^e au 95^e centile) de la prévision moyenne pendant la période s'étendant de 2081 à 2100 et comprennent également le scénario RCP6.0; la ligne pointillée rouge indique la valeur du 95^e centile pour le scénario à émissions élevées.

4.3.2 NIVEAUX D'EAU EXTRÊMES

L'une des plus graves conséquences de l'élévation du niveau de la mer est son effet sur les niveaux d'eau extrêmes. Ces niveaux sont généralement associés à la marée haute, à laquelle viennent s'ajouter les ondes de tempête. Les contributions de la variabilité saisonnière et annuelle et de la mer du vent jouent également un rôle. Dans le Pacifique, les grands événements d'ENSO peuvent entraîner des changements de plusieurs dixièmes de centimètres du niveau de la mer (Thomson *et al.*, 2008). Une onde de tempête est définie comme étant la différence entre le niveau d'eau observé et la marée astronomique prévue, et elle doit son origine à des variations dans la pression atmosphérique et le vent. Les ondes de tempête au Canada ont une hauteur maximale d'un mètre ou plus sur les trois côtes (Bernier et Thompson, 2006; Manson et Solomon, 2007; Thomson *et al.*, 2008). Les niveaux d'eau extrêmes (onde de tempête et marée combinées) seront encore plus élevés à l'avenir

du fait de l'élévation du niveau de la mer (encadré 9). Les niveaux d'eau extrêmes sont un aspect important dont il faut tenir compte en matière de gestion côtière et de planification de l'adaptation au climat, tel qu'il en sera question au chapitre 3.

Avec davantage d'énergie thermique dans des conditions atmosphériques plus chaudes, on s'attend à une augmentation de l'activité orageuse à l'échelle mondiale. Toutefois, à un endroit donné, l'activité orageuse peut soit rester la même, soit augmenter en fonction de sa position par rapport aux régions et aux trajectoires sources de tempêtes. Il y a un *niveau de confiance élevé* dans le fait que les augmentations des niveaux d'eau extrêmes découleront principalement des augmentations du niveau relatif moyen de la mer et de la réduction de la glace de mer, mais un *niveau de confiance faible* est attaché aux prévisions de l'activité orageuse et des ondes de tempête connexes propres à une région (GIEC, 2013).

ENCADRÉ 9

NIVEAUX D'EAU EXTRÊMES HISTORIQUES ET NIVEAUX FUTURS PRÉVUS – EXEMPLE D'HALIFAX, EN NOUVELLE-ÉCOSSE

La répartition historique de la fréquence du niveau d'eau horaire maximal annuel (niveau d'eau horaire le plus élevé pendant chaque année civile) découlant des effets combinés des marées et des ondes de tempête à Halifax en mètres au-dessus de la moyenne paraît à la figure 25 pour la période s'étendant de 1920 à 2007 (Forbes *et al.*, 2009). Le niveau d'eau extrême record de 1,87 m a été associé à l'ouragan Juan en 2003. Le niveau d'eau record antérieur dans le port d'Halifax était moins élevé d'environ 4 cm et s'est produit lors d'une tempête hivernale en 1967. En présumant que la fréquence, l'intensité et la trajectoire des tempêtes ne changent pas (c.-à-d. en présumant que la forme de la répartition des niveaux d'eau extrêmes dessinée par la ligne rouge de la figure 25 reste la même), le niveau d'eau maximal pour une tempête à période de récurrence de 50 ans peut être obtenu en ajoutant 1,74 m à tout niveau d'eau moyen futur. Par exemple, en présumant une élévation du niveau de la mer de 40 cm entre 2010 et 2050, soit environ la limite supérieure du scénario à émissions élevées (RCP8.5) de James *et al.* (2014), la courbe de répartition sera déplacée vers le haut de ce montant (ligne pointillée brune suivant la même courbe) et le niveau d'eau se produisant une fois sur 50 ans en 2050 sera plus élevé de 40 cm (dépassant de beaucoup le niveau d'eau record actuel). La courbe de 2050 se trouve beaucoup plus à gauche, ce qui démontre que le niveau d'eau extrême se produisant une fois tous les 50 ans actuellement aurait une période de récurrence (intervalle de récurrence moyen) de moins de 2 ans dans

40 ans, et que le niveau d'eau maximal enregistré actuel (le niveau d'eau associé à l'ouragan Juan) se produirait en moyenne plus d'une fois tous les 5 ans. En extrapolant les données jusqu'à la fin du siècle, ces niveaux se produiraient encore plus souvent. Là où les changements climatiques engendrent un changement au niveau de la climatologie des tempêtes, on peut s'attendre à ce que cela modifiera également la forme de la répartition des niveaux d'eau extrêmes. Toutefois, dans presque tous les cas, l'élévation du niveau de la mer demeurera le facteur dominant (Bernier et Thompson, 2006; Bernier *et al.*, 2007).

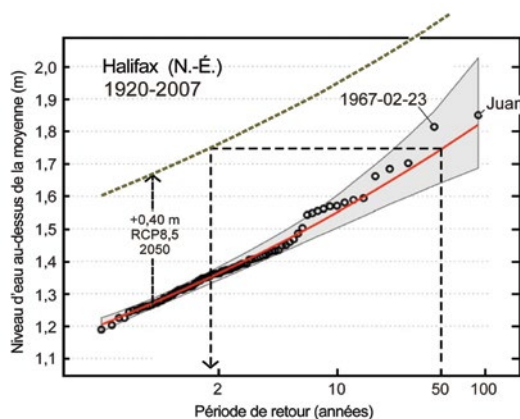


FIGURE 25 : Niveaux d'eau horaires maximaux annuels (mètres au-dessus du niveau moyen) au port d'Halifax, en Nouvelle-Écosse, entre 1920 et 2007, et périodes de retour connexes en années. La ligne rouge est celle qui détermine au mieux les observations et a été obtenue au moyen d'un modèle mathématique (répartition généralisée des valeurs extrêmes) avec un intervalle de confiance de 95 % (enveloppe ombrée; figure gracieuseté de K. Thompson, Université Dalhousie). On voit ainsi l'intervalle de récurrence moyen pour tout niveau d'eau maximal annuel donné aujourd'hui et le changement dans la période de récurrence qui découle d'une élévation du niveau moyen de la mer (tiré de Forbes *et al.*, 2009).

La variabilité interannuelle et saisonnière, les seiches de havre, les vagues provoquées par le vent, la surélévation de la surface libre et le jet de rive sont tous des facteurs contribuant aux niveaux d'eau extrêmes. L'élévation de la surface de l'océan varie à des échelles temporelles allant d'heures à des années en raison de la circulation atmosphérique et océanique et de la variabilité. Cette dernière peut découler d'événements ENSO, ODP et NAO (encadré 5), du réchauffement et de l'écoulement saisonnier, des tempêtes et des changements dans la circulation océanique. Sur la côte du Pacifique, le niveau de la mer s'élève généralement au cours d'une phase positive de l'ODP en été et d'une phase chaude (positive) d'El Niño en hiver (Abeyirigunawardena et Walker, 2008). Les événements ENSO extrêmes peuvent entraîner un changement du niveau de la mer côtier de quelques dixièmes de centimètres, tel qu'illustré à la figure 19 (p. ex. importante excursion positive du niveau de la mer à des sites de la région de la côte Ouest à la fin de 1997 et au début de 1998). Ensemble, ces facteurs produisent une variabilité à court terme de grande amplitude qui fait varier considérablement les niveaux d'eau maximums pendant l'année et d'une année à l'autre. Leur forte variabilité s'ajoute à l'élévation lente du niveau moyen de la mer, ce qui engendre des niveaux d'eau de plus en plus élevés au fil du temps, là où le niveau relatif de la mer s'élève.

À l'échelle mondiale, la vitesse du vent et la hauteur des vagues ont augmenté au cours des dernières décennies (Young *et al.*, 2011). Les vagues océaniques sont le résultat de l'action combinée de la houle se déplaçant sur de longues distances et des vagues provoquées par le vent à l'échelle locale. Sur la plus grande partie des océans du monde, l'énergie des vagues océaniques est régie par la houle (Fan *et al.*, 2014), même si sa contribution chute à environ 50 % pour la plupart des saisons dans l'Atlantique Nord. Les changements à long terme (décennaux) dans la hauteur des vagues de l'hémisphère Nord, qui sont étroitement liés aux événements d'ENSO et d'ODP dans le Pacifique et aux événements NAO dans l'Atlantique, affichent des augmentations dans les deux bassins océaniques au cours des 50 dernières années (Gulev et Grigorieva, 2004, 2006; Wang *et al.*, 2012). Les prévisions de la hauteur des vagues donnent des résultats mitigés jusqu'à maintenant (Hemer *et al.*, 2012, 2013; Fan *et al.*, 2014; Wang *et al.*, 2014a; Vose *et al.*, 2014), même si dans une grande partie de l'Arctique, y compris la mer de Beaufort, les effets combinés des vents et des concentrations réduites de glace de mer prévues permettent de prévoir des augmentations de la hauteur des vagues (Khon *et al.*, 2014). Une houle modeste a été observée ces dernières années dans la mer de Beaufort et a été liée à la réduction de la glace de mer (Thomson et Rogers, 2014). La hauteur accrue des vagues contribue à l'augmentation de la formation et de la remontée des vagues, et des vagues plus grosses peuvent avoir un plus grand pouvoir érosif.

Les changements dans la couverture de glace de mer ont des répercussions importantes au niveau des vagues provoquées par le vent qui atteignent la côte et, par conséquent, ont un effet sur les niveaux d'eau extrêmes dans les régions de la côte Nord et de la côte Est. La glace de mer sublittorale empêche les vagues de venir se briser directement sur la grève et réduit la dynamique de jet de rive (Forbes et Taylor, 1994; Allard *et al.*, 1998). La glace plus au large reflète les vagues et en réduit l'amplitude avant qu'elles n'atteignent la côte (Wadhams *et al.*, 1988; Squire, 2007). Davantage d'eau libre aura pour conséquence des vagues plus grosses même si aucun changement ne

se produit au niveau des vents. Par conséquent, dans les régions où une réduction de la glace de mer est prévue, comme le Canada atlantique et l'Arctique, il y a un potentiel d'augmentation des niveaux d'eau extrêmes en raison de la remontée des vagues.

4.3.3 PRÉVISIONS DU NIVEAU DE LA MER AU-DELÀ DE L'AN 2100

Le niveau de la mer à l'échelle mondiale continuera d'augmenter au-delà de 2100. Les prévisions présentées à la figure 26 s'appuient sur les concentrations de dioxyde de carbone en 2100 (Church *et al.*, 2013a). Les estimations de l'élévation prévue du niveau mondial de la mer jusqu'à 2500 varient de moins de 1 m pour les scénarios à émissions faibles² (y compris le RCP2.6), de 1 à 2 m pour les scénarios à émissions modérées (y compris le RCP4.5) et de plusieurs mètres pour les scénarios à émissions élevées (y compris le RCP8.5, figure 26). Un *niveau de confiance moyen* est accordé aux prévisions jusqu'à 2300 et un *niveau de confiance faible* est accordé aux années ultérieures (GIEC, 2013).

Les schémas généraux de changement prévu du niveau relatif de la mer au Canada au-delà de 2100 seront semblables aux schémas du niveau historique de la mer et des prévisions notées pour le siècle en cours. L'élévation du niveau de la mer est fonction dans une très grande mesure des concentrations atmosphériques futures de dioxyde de carbone. Les endroits où les terres se soulèvent rapidement connaîtront une élévation réduite ou une diminution du niveau de la mer, selon le taux de soulèvement des terres et l'élévation du niveau de la mer à l'échelle mondiale. Par contre, les endroits qui s'affaissent actuellement connaîtront une élévation du niveau relatif de la mer plus importante que la valeur mondiale. Certaines parties des Provinces maritimes, la côte de la mer de Beaufort et les basses-terres du fleuve Fraser sont les endroits les plus susceptibles de connaître une élévation du niveau relatif de la mer plus importante que la moyenne mondiale.

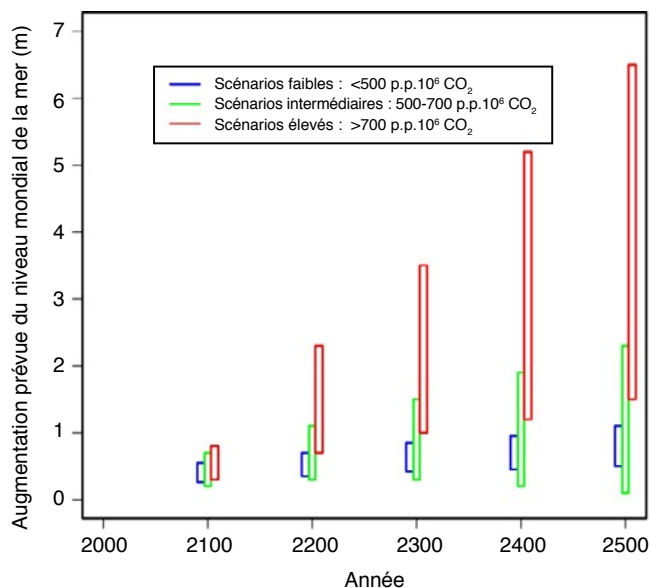


FIGURE 26 : Changement prévu du niveau de la mer à l'échelle mondiale de 2100 à 2500, en fonction des concentrations de dioxyde de carbone en 2100 (fondée sur la figure 13.13 de Church *et al.*, 2013a). Voir la note en bas de page 2.

² Les scénarios à émissions faibles, modérées et élevées définis dans la présente section s'appuient sur les concentrations de CO₂ et se réfèrent à la figure 13.13 de Church *et al.* (2013a); en outre, ils ne correspondent pas exactement aux définitions utilisées ailleurs dans le présent rapport.

5 RÉACTION DE LA CÔTE À L'ÉLEVATION DU NIVEAU DE LA MER ET AUX CHANGEMENTS CLIMATIQUES

5.1 RÉACTION PHYSIQUE

Dans cette section, nous nous penchons sur les répercussions de l'élévation du niveau de la mer et des changements climatiques en matière d'érosion côtière et de recul du littoral, d'inondation à court terme due aux tempêtes et d'inondation à long terme des côtes naturelles et aménagées. L'importance de ces impacts en ce qui a trait à la gestion côtière est abordée dans les chapitres subséquents (voir les chapitres 3 à 6).

L'élévation du niveau moyen de la mer prévue pour les décennies à venir (section 4) aura peu d'effet sur beaucoup de côtes naturelles, qui s'ajusteront de manière naturelle à l'éventail changeants des niveaux d'eau et des conditions des vagues. Toutefois, dans certaines régions de faible altitude, les impacts de l'élévation du niveau moyen de la mer seront plus évidents, où l'on verra les marais salés être repoussés vers l'intérieur des terres en remontant les vallées (en présumant qu'il y aura suffisamment d'espace libre), la migration vers l'intérieur des terres des flèches et des cordons littoraux ainsi que des systèmes de dunes connexes, la destruction des arbres causée par l'intrusion d'eau salée et la conversion de la toundra subarctique en marais salés. La réaction particulière de ces composantes dynamiques du système côtier dépendra en partie d'un vaste éventail de facteurs comme l'étendue sans cesse changeante de la glace de mer, les conditions des vagues, la productivité biologique et les budgets de sédiments. Les polygones de toundra inondés, qui sont des éléments typiques de ce paysage mais qui ne peuvent pas se former sous l'eau (figure 27), témoignent clairement de l'inondation lente de la toundra basse longeant la côte de la mer de Beaufort et de la partie extérieure du delta du Mackenzie.

Les changements dans le niveau moyen de la mer et le taux d'érodabilité du littoral (qui dépend de la géologie, de l'énergie des vagues et d'autres facteurs) sont les deux principaux facteurs de contrôle de la stabilité à long terme ou de la migration des littoraux maritimes parce qu'ils ont une incidence sur l'apport en sédiments. En l'absence d'autres facteurs, l'élévation du niveau de la mer se solde éventuellement par l'inondation de la topographie de l'arrière-plage et la vitesse de recul du littoral dépend alors du changement dans le niveau de la mer et de la pente de la surface terrestre, tel qu'en fait preuve l'évolution à long terme des côtes du Canada atlantique (figure 4). Toutefois, si l'apport en sédiments est suffisant pour contrer la migration vers l'intérieur des terres liée à l'élévation du niveau de la mer, le littoral peut demeurer stable ou avancer vers la mer à mesure que les sédiments s'y accumulent de façon à pouvoir suivre le rythme de l'élévation du niveau de la mer (Curry, 1964). On peut en voir des exemples dans les secteurs où les sédiments locaux sont abondants dans diverses régions en cours de submersion au Canada. De petits cordons littoraux sur la côte ouest de l'île Banks (figure 28), une vaste pointe à l'extrémité nord de l'île de Baffin, au Nunavut (St-Hilaire-Gravel et al., 2015) et de nombreux petits cordons d'accumulation périglaciaires en fond



FIGURE 27 : Polygones de toundra inondés en raison de l'élévation du niveau de la mer, sur la côte de la mer de Beaufort près de la baie Hutchison dans la péninsule Tuktoyaktuk, dans les Territoires du Nord-Ouest. Photo gracieuseté de D. Whalen, Ressources naturelles Canada, août 2013.



FIGURE 28 : Perspective nord d'un cordon littoral d'accumulation à Lennie Harbour, sur la côte ouest de l'île Banks, Territoires du Nord-Ouest, illustrant comment l'apport en sédiments excédentaires de cette échancrure a contré les effets de l'élévation du niveau de la mer. Les crêtes de plage les plus anciennes de la partie interne du cordon (à droite) se sont formées lorsque le niveau de la mer était plus bas et ont maintenant une élévation de crête moins élevée que la crête de tempête active à gauche. Photo gracieuseté de D.L. Forbes, Ressources naturelles Canada, juillet 2002.

de baie dans le Canada atlantique témoignent de l'importance de l'apport en sédiments (Forbes et al., 1995b; Orford et al., 2001; Forbes, 2011).

Les rivages en pente peu profonds soumis à l'action des vagues sont des systèmes dynamiques mettant en cause une transformation par les vagues et une circulation sublittorale complexes. L'élévation du niveau de la mer entraînera une redistribution des sédiments le long de ces côtes — sous sa forme la plus simple, les sédiments seront érodés et peuvent être déposés au large jusqu'à ce qu'une nouvelle avant-place équilibrée soit établie. C'est la prémisse qui sous-tend un modèle géométrique simple proposé par Bruun (1954, 1962). Même si plusieurs présomptions sous-jacentes du modèle sont rarement satisfaites, ce modèle est tout de même utilisé de manière généralisée, et souvent inappropriée, en raison de sa simplicité (Cooper et Pilkey, 2004; New Zealand

Ministry for the Environment, 2008). On compte au nombre des facteurs susceptibles de modifier la réaction du littoral, les complexités du profil sublittoral (affleurements de roche du substratum, types de roche variés), les tendances des vents côtiers et la variabilité au niveau du transport littoral, la perte en direction de la terre de sable ensuite incorporé aux dunes côtières ou la submersion des cordons par les vagues.

Prévoir le recul côtier n'est pas chose aisée et exige d'analyser les impacts des tempêtes et des changements dans les taux d'érosion historiques en conjonction avec l'élévation du niveau de la mer (Cambers, 2009; Daniel et Abkowitz, 2005; Gibbs et Hill, 2011; Government of Western Australia, 2006; New Zealand Ministry for the Environment, 2008). Les facteurs supplémentaires comprennent l'enchaînement des tempêtes (Phillips, 1999; Forbes *et al.*, 2004), les changements dans les taux de gel-dégel et la dégradation hivernale de la pente (Bernatchez et Dubois, 2008), les changements dans les taux d'abrasion thermique dans le pergélisol riche en glace (liés à l'augmentation de la température de l'air, de la mer et du sol; p. ex. Aré [1988], Wobus *et al.* [2011], Barnhart *et al.* [2014a]) et dans l'énergie des vagues (liés à la répartition changeante de la glace de mer; p. ex. Overeem *et al.* [2011], St-Hilaire-Gravel *et al.* [2012], Barnhart *et al.* [2014b]). Certaines données nécessaires à ces analyses, comme les photographies aériennes historiques et les registres sur les vagues et les tempêtes, peuvent être facilement disponibles alors que d'autres, comme les prévisions de la fréquence, la gravité et le régime des vagues futurs des tempêtes devront être acquises pour un site donné. Les complexités associées au retrait côtier comprennent le transport littoral variable (p. ex. plage East dans l'archipel Haida Gwaii; encadré 2 et figure 8), le transport des sédiments vers la terre qui, dans le cas d'une transgression (côtes en recul), peut s'avérer important (Davidson-Arnott, 2005; Rosati *et al.*, 2013), les profils hérités d'avant-plage formée par érosion et les changements dans la lithologie à mesure que la côte recule.

Les récents travaux concernant la prévision des profils côtiers en évolution peuvent offrir de meilleurs outils pour comprendre le recul côtier. Les travaux théoriques de Wolinsky (2009) et leur application aux côtes dominées par les vagues (Wolinsky et Murray, 2009) proposent une nouvelle approche de la modélisation du comportement côtier à long terme. Un modèle proposé par Leont'yev (2003, 2004) adopte une approche de recul du profil tenant compte de la glace terrestre qui semble prometteuse aux fins de prévision du recul du littoral sur les côtes de pergélisol de la mer de Beaufort.

Les indices recueillis sur le terrain de la réaction des côtes au changement climatique et à l'élévation du niveau de la mer comprennent plusieurs études ayant documenté l'érosion accélérée de certaines des parties les plus vulnérables du versant nord de l'Alaska (Mars et Houseknecht, 2007; Jones *et al.*, 2009; Overeem *et al.*, 2011; Barnhart *et al.*, 2014a). Jusqu'à récemment, les études portant sur les côtes canadiennes n'avaient pu révéler une accélération statistiquement significative de l'érosion côtière (p. ex. Solomon, 2005; Konopczak *et al.*, 2014). Toutefois, de nouvelles observations semblent indiquer une importante accélération du recul côtier dans certaines parties de la région canadienne de la mer de Beaufort (Whalen *et al.*, 2012) et de l'Île-du-Prince-Édouard (Webster, 2012). Il est important de reconnaître que les comparaisons faites en fonction d'intervalles de temps différents ou de

décennies individuelles rendent la distinction entre un changement possible dans les tendances et une réflexion de la variabilité à l'échelle décennale difficile (Forbes *et al.*, 1997). Les régions ayant les taux de recul du littoral les plus élevés au Canada (principalement les zones rouges de la figure 7) réagissent à l'élévation du niveau de la mer depuis très longtemps et la récente accélération de l'élévation du niveau de la mer peut ne pas encore être assez importante ou soutenue pour provoquer une réaction mesurable dans les processus côtiers. La grande variance spatiale et temporelle caractérisant le recul du littoral (encadré 10) rend également la détection des changements dans les taux d'érosion difficile.

5.2 RÉACTION ÉCOLOGIQUE

5.2.1 COMPRESSION CÔTIÈRE

Un aspect important de la réaction des systèmes côtiers à l'élévation du niveau de la mer est la perte potentielle d'un habitat important en raison du phénomène appelé « compression côtière ». Les composantes côtières comme les estuaires, les vasières et les marais littoraux, qui fournissent de précieux services écosystémiques, occupent la zone de transition entre la terre et la mer. Dans des conditions d'élévation du niveau de la mer, les vasières et les marais littoraux de zone intertidale peuvent conserver leur superficie par accréation verticale de façon à suivre le rythme de l'élévation du niveau de la mer ou par migration vers l'intérieur des terres à mesure que les niveaux d'eau croissants suivent une pente ascendante.

Les marais littoraux ont un potentiel d'accréation verticale grâce à leur productivité biologique accrue et à la rétroaction entre la croissance de la végétation du marais salé et l'accumulation de sédiments, mais cette réaction peut s'avérer complexe (McKee *et al.*, 2012) et la réaction du marais en question peut accuser un retard considérable (Kirwan et Murray, 2008a). L'établissement d'une nouvelle région de marais en amont de la pente (ou de la vallée) peut compenser l'inondation de la plate-forme originale du marais par la conversion d'anciennes zones terrestres ou d'anciennes terres humides en marais salés dans le nouvel intervalle des niveaux de marée appropriés. L'introduction du processus d'inondation par les marées dans les zones de terres humides non tidales peut également améliorer les taux de sédimentation (p. ex. Orson *et al.*, 1990). L'étendue du nouveau système de marais dépend de l'espace dont cette migration du système côtier peut disposer sur la pente terrestre. Même si un relief d'arrière-plage élevé peut limiter la migration vers la terre des vasières et des marais, les obstacles artificiels comme les routes, les routes en remblai, les ouvrages longitudinaux, les digues et le remplissage de fondation sont les principales causes de compression côtière. Les limites supérieures de diverses zones de végétation intertidale associées à des fréquences particulières d'inondation par les marées (comme les vasières, les marais bas, les marais de transition et les hauts marais) se déplacent vers la terre à mesure que le niveau de la mer s'élève (encadré 11). Si le biome de haut marais ne peut pas se déplacer vers la terre en raison d'obstacles naturels ou artificiels, mais que le marais de transition se déplace vers l'intérieur des terres et empiète sur la zone du haut marais, cela entraînera la perte du haut marais et une perte de superficie générale de marais (Kirwan et Murray, 2008b; Hill *et al.*, 2013).

ENCADRÉ 10

VARIABILITÉ TEMPORELLE DES TAUX D'ÉROSION

L'analyse multitemporelle photogrammétrique d'un tronçon de 12 km de la côte nord de l'Île-du-Prince-Édouard présente des schémas distinctifs de réaction temporelle et spatiale à l'élévation du niveau de la mer en fonction de la géologie et de la géomorphologie côtières (figure 29; Forbes et al., 2002; Forbes et al., 2004). Cela démontre l'importance du rôle que jouent les facteurs géologiques locaux, en plus des tempêtes et des agents de forçage des vagues, dans la détermination du rythme et de la variabilité du changement côtier. La grande variabilité temporelle rend difficile la détection d'un changement dans le taux à long terme de recul de la côte qui pourrait être attribuable aux changements climatiques récents.

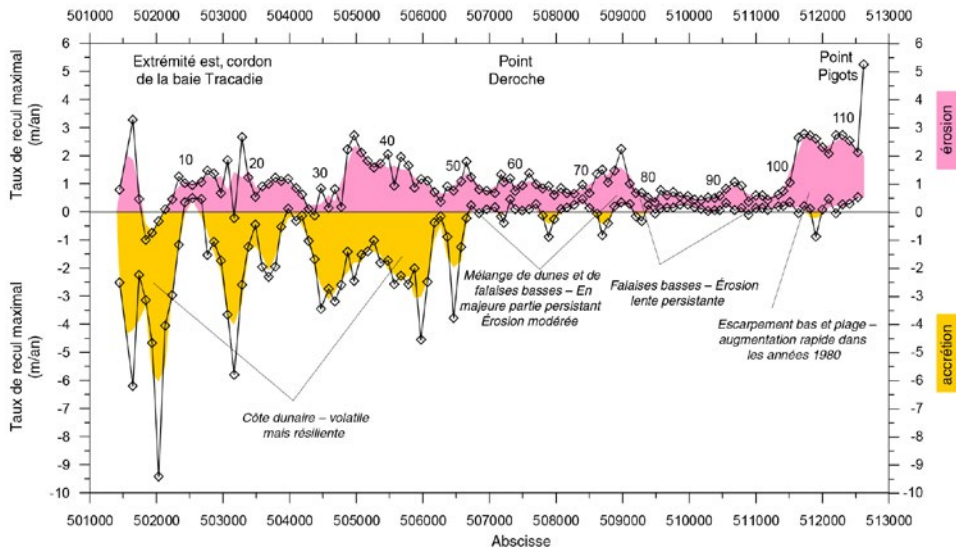


FIGURE 29 : Ensemble des taux d'érosion et d'accrétion relevés sur des photos aériennes prises à divers intervalles entre 1935 et 1990 à 112 transects d'un tronçon de 12 km de côte à cordon dunaire et falaises basses entre l'est de la baie Tracadie et Points Pigot, sur la côte nord de l'Île-du-Prince-Édouard. Source : Forbes et Manson (2002). Les valeurs négatives représentent l'accrétion, qui elle-même consiste principalement en un rétablissement des dunes plutôt qu'une avancée du littoral.

En Nouvelle-Écosse, plus de la moitié des 33 000 ha de marais salés est endiguée (Roberts et Robertson, 1986). Cela semble indiquer que, même si le taux d'accrétion naturelle des marais de la partie extérieure de la baie de Fundy suit le rythme de l'élévation historique du niveau de la mer (Chmura et al., 2001), une élévation accélérée du niveau de la mer peut présenter un risque de perte de marais par la compression côtière (Chmura, 2013). Afin de pouvoir traiter de cette question, Torio et Chmura (2013) ont mis au point un « indice de compression côtière » qui permet de classer la menace de compression pesant sur des marais ou des groupes de marais particuliers en fonction de divers scénarios d'élévation du niveau de la mer et divers contextes physiographiques. Dans de nombreux cas, une combinaison d'élévation du niveau de la mer et de compression côtière conjuguée à d'autres facteurs entraînant la dégradation des marais peut se traduire par une perte rapide de zone de marais en quelques décennies (Hartig et al., 2002).

La compression côtière n'est pas limitée aux milieux de marais, mais peut porter atteinte à d'autres composantes du système côtier, qu'il s'agisse d'estuaires, de prairies de zostère ou de plages. Les structures de protection côtières qui tentent de fixer le littoral en place peuvent être menacées au fil du temps alors que la plage qui leur fait face devient plus étroite ou disparaît tout à fait. Ainsi, les impacts négatifs de la compression côtière peuvent accroître

l'exposition et, peut-être, compromettre la stabilité des structures barrières elles-mêmes ou des infrastructures critiques qu'elles protègent, alors que l'efficacité du tampon sédimentaire naturel offert par une plage diminuée (Jolicoeur et O'Carroll, 2007; Bernatchez et Fraser, 2012).

5.2.2 DUNES CÔTIÈRES

Les dunes se développent sur les côtes ayant un apport de sédiments excédentaires et des vents capables de déplacer le sable sur la grève de façon à ce qu'il puisse être stocké dans un réseau de dunes. Le développement et la conservation des dunes exige un apport de sable, un budget sédimentaire positif et, généralement, de la végétation pour piéger et maintenir le sable dans les dunes. Carter (1991) a établi une distinction entre la végétation servant à fixer le sable, comme *Atriplex* sp., et les herbes servant à accumuler le sable, comme *Ammophila* spp. ou *Elymus arenarius*. Les dunes établies peuvent être colonisées par une grande variété d'autres plantes herbacées et ligneuses, ce qui a pour effet de diminuer progressivement la mobilité des dunes (McCann et Byrne, 1989). Dans certains cas, les dunes envahissent ou submergent les forêts ou les boisés se trouvant derrière la plage (Heathfield et al., 2013).

ENCADRÉ 11 COMPRESSION CÔTIÈRE

La zone intertidale du delta du fleuve Fraser, en Colombie-Britannique, est une zone de grande valeur écologique. Des prairies de zostère (*Zostera marina* et *Zostera japonica*), des vasières et les biofilms de diatomée qui y sont associés de même que diverses zones des marais littoraux végétalisés fournissent un habitat de frai et abritent un grand nombre d'invertébrés, de poissons et d'oiseaux de diverses espèces. La réaction sédimentaire et biologique de ces composantes du système intertidal à l'élévation du niveau de la mer est non seulement compliquée par des facteurs supplémentaires comme l'apport réduit en sédiments (en raison du dragage des chenaux) et le broutage de la plante dominante des marais bas, *Scirpus americanus*, par les oies (Kirwan *et al.*, 2008; Hill *et al.*, 2013), mais est également modérée par la productivité de la biomasse, le piégeage des sédiments et l'accrétion verticale. La transgression vers la terre des zones de végétation de marais est bloquée par des digues sur la majeure partie du front du delta du Fraser, ce qui entraînera une perte considérable de marais au cours du siècle à venir selon un éventail de scénarios d'élévation du niveau de la mer. En utilisant les taux « médian » et élevé des prévisions plus anciennes de l'élévation du niveau de la mer (GIEC, 2001), Kirwan et Murray (2008b) ont calculé des pertes de marais de 15 à 35 % sur l'île Westham (centre du front du delta du fleuve Fraser), qu'ils estiment être à 70 % attribuables à la présence de la digue (figure 30). La plante dominante de haut marais, *Scirpus maritimus*, est plus productive que *S. americanus*, donc la perte préférentielle de zones de haut marais nuit également à la capacité générale de croissance et de piégeage des sédiments (Hill *et al.*, 2013). La même étude a conclu qu'une élévation de 55 cm du niveau moyen de la mer entraînerait une perte de 41 % des hauts marais, une expansion de 15 % de la zone de marais de transition, une perte de 22 % des marais bas (au profit de l'eau libre) et une perte générale de 20 % des marais comme tels, avec une réduction de la productivité de la biomasse de 21 %.

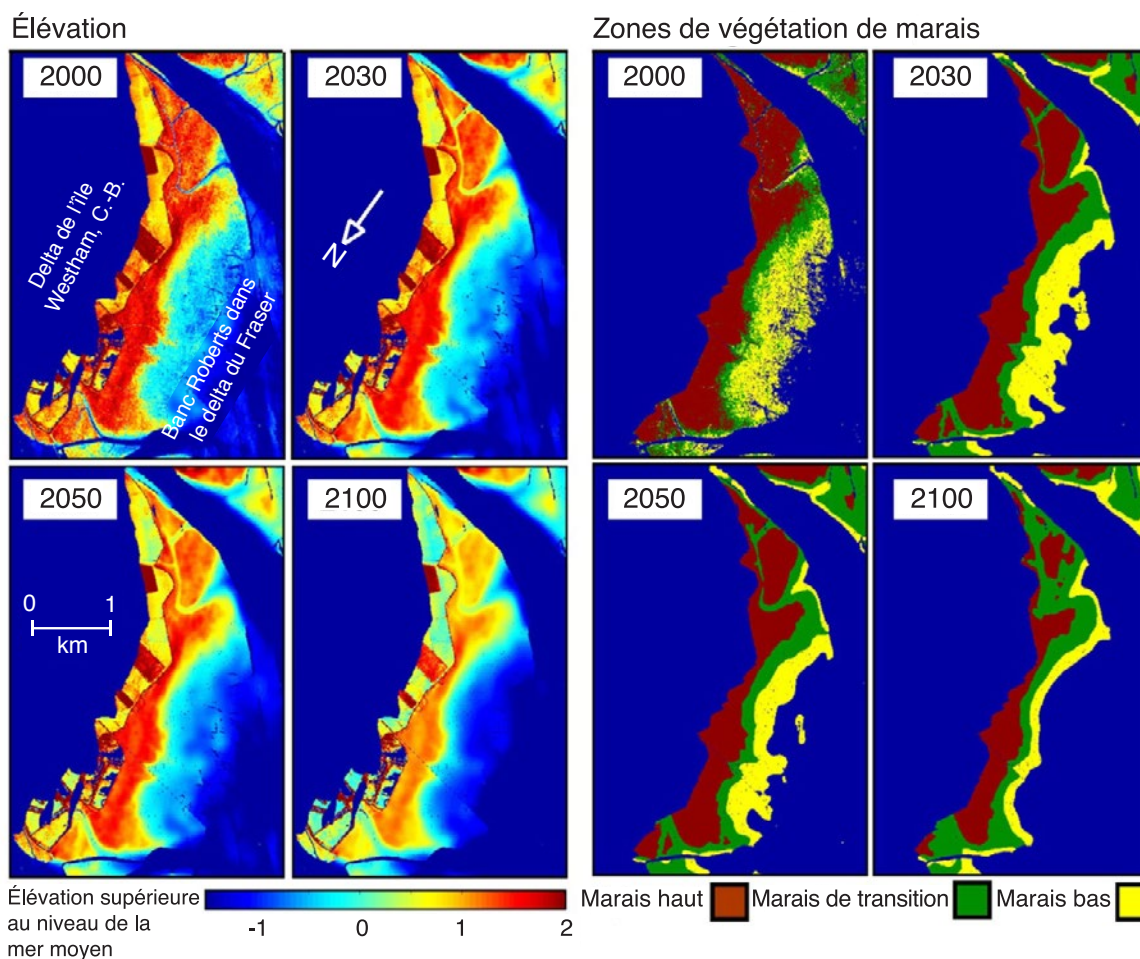


FIGURE 30 : Modèle altimétrique numérique et zones de végétation de marais prévues tirés de données LiDAR, dans l'île Westham, dans le delta du fleuve Fraser, en Colombie-Britannique, en fonction du « scénario médian d'élévation du niveau de la mer ajusté en fonction du taux de subsidence local » (extrait modifié tiré de Kirwan et Murray, 2008b). La perte des zones de hauts marais et de marais bas est à remarquer, y compris le fait qu'une grande partie de la perte des hauts marais est attribuable à la présence de digues et à la compression côtière.

Les dunes offrent de précieux services écosystémiques sous forme de protection de la côte, à titre d'ouvrage longitudinal et de tampon contre l'érosion naturels, stockant du sable qui est mobilisé lors des tempêtes et peut par la suite être restitué aux dunes (Ollerhead *et al.*, 2013), formant ainsi un « système côtier auto-compensateur » (Carter, 1991). Les réseaux de dunes perméables peuvent également aider à entraver l'intrusion saline en protégeant une lentille d'eau souterraine dont la recharge est facilement assurée par les précipitations et qui se décharge sur la plage ou la zone sublittorale. Les complexes côtiers de plage sablonneuse et de dunes abritent un éventail de communautés végétales et d'habitats distincts et offrent un important habitat de nidification pour des espèces comme le pluvier siffleur (*Charadrius melodus*) et certains oiseaux chanteurs. Les petites terres humides d'eau douce dans les dépressions dunaires constituent un autre habitat distinct lié aux dunes.

La sensibilité des dunes aux changements climatiques peut avoir un lien avec l'élévation du niveau de la mer et l'érosion, avec des changements possibles dans le régime éolien et avec la réaction de la végétation dunaire aux changements dans la saisonnalité, la température, les précipitations, le CO₂ et d'autres facteurs comme les perturbations et les stratégies de gestion. Les systèmes dunaires canadiens, à tout le moins dans l'est et le nord, sont modifiés par le gel hivernal et le manteau neigeux, qui peuvent limiter la mobilité du sable (lorsque la plage et le front des dunes sont gelés) et retarder la croissance des herbes dunaires (McCann, 1990). Dans un climat plus chaud, la saison de mobilité active du sable et de productivité biologique peut être plus longue, et la productivité peut augmenter. L'aire de répartition nordique d'*Ammophila* spp. pourrait également s'étendre.

Même dans le régime climatique actuel, les dunes côtières dans certaines parties du Canada sont vulnérables à une dégradation généralisée en réaction aux grosses tempêtes et aux successions de tempêtes (Forbes *et al.*, 2004; Mathew *et al.*, 2010), bien que le pâturage du bétail dans le passé peut avoir joué un rôle dans la dégradation des dunes au XIX^e siècle et au début du XX^e siècle. Les dunes modernes le long de certaines parties de la côte nord de l'Île-du-Prince-Édouard se sont reconstituées au cours des 90 années écoulées depuis le dernier principal épisode de dégradation et certaines régions, comme le cordon traversant la baie Tracadie, présentent encore aujourd'hui des brèches créées par de grands chenaux de débordement (figure 5). L'élévation accélérée du niveau de la mer et la réduction de la glace de mer hivernale dans le golfe du Saint-Laurent, combinées à un complexe glaciaire et un pied de glace sublittoraux moins bien développés et moins durables, font que la probabilité de la manifestation d'ondes de tempêtes accompagnées de grosses vagues et de raclage des dunes augmente (Forbes *et al.*, 2002, 2004). Sur la côte du Pacifique, l'érosion des avant-dunes sur la côte ouest de l'île de Vancouver est attribuable à des facteurs liés à la variabilité climatique, y compris les niveaux d'eau accrus, les tempêtes et les ondes de tempêtes associées aux événements de l'ENSO et de l'ODP. Avec une ODP positive fait que la fréquence et l'intensité des épisodes d'ENSO et des impacts connexes sur le système de plage et de dunes ont augmenté, avec un intervalle de récurrence d'érosion locale des dunes de 1,53 an (Heathfield *et al.*, 2013). Toutefois, un niveau relatif de la mer en baisse et un apport considérable de sable sur la côte contribuent à accélérer le processus d'accrétion littorale, lequel est renforcé par la capacité de piégeage des sédiments de gros débris ligneux (Eamer et Walker, 2010).

5.2.3 TERRES HUMIDES CÔTIÈRES, REPLATS DE MARÉE ET EAUX CÔTIÈRES PEU PROFONDES

Les terres humides d'eau saline, d'eau saumâtre ou d'eau douce fournissent d'importants services écosystémiques : protection de la côte; prestation d'habitats de frai et d'alevinage pour les espèces aquatiques, y compris les poissons commerciaux; prestation d'habitats essentiels de nidification et d'alimentation pour de nombreux types d'oiseaux; absorption des nutriments; rétention des sédiments. En outre, les marais salés côtiers peuvent constituer d'importants puits de carbone, stockant plus de carbone par unité de surface que les tourbières d'eau douce et permettant à peu de gaz à effet de serre de s'échapper (Chmura *et al.*, 2003).

La stabilité des marais salés dans le contexte des changements climatiques est altérée par les changements dans le niveau de la mer et la fréquence des inondations, les changements en matière de salinité, de température, de pH et d'apports en eau douce, les charges de nutriments et de polluants, les taux d'apport en sédiments, de productivité végétale et d'accrétion, à la compression côtière, l'érosion frontale, les effets directs et indirects de la glace marine de même que les perturbations attribuables au broutage aviaire, au drainage, à l'excavation, au remplissage, à l'endiguement et à d'autres aménagements en matière d'utilisation des terres. Là où l'apport en sédiments et la productivité biologique sont suffisants, le taux d'accrétion des marais salés peut s'avérer suffisamment rapide pour suivre le rythme de l'élévation du niveau de la mer, en créant d'épaisses couches de sédiments ou de tourbe riches en matière organique (p. ex. Shaw et Ceman, 1999). Toutefois, là où l'apport en sédiments minéraux est limité, l'accumulation organique peut ne pas être en mesure de suivre le rythme de l'élévation du niveau de la mer et un engloutissement graduel des terres humides côtières peut se produire.

Les répercussions de l'augmentation de la température et des changements au niveau des précipitations, de la salinité et du CO₂ sur la productivité des marais salés sont équivoques (McKee *et al.*, 2012). Les résultats peuvent varier en fonction de la composition taxinomique, des conditions antérieures, des combinaisons particulières de salinité et de CO₂ et de la proximité des conditions limites pour chaque espèce (Erwin, 2009). Le moment et l'importance de l'apport d'eau douce dans les marais peuvent également avoir une influence importante sur la croissance du marais et cela peut dépendre non seulement des précipitations et du bilan hydrique régionaux, mais également des activités de mise en valeur et d'autres changements d'utilisation des terres dans les bassins hydrographiques adjacents (Scavia *et al.*, 2002). Certaines terres humides côtières situées à proximité de grands deltas ou dans des zones de subsidence isostatique glaciaire régionale, comme la Nouvelle-Écosse, doivent faire concurrence avec des taux d'élévation du niveau relatif de la mer locaux considérablement plus élevés que la moyenne mondiale (Adam, 2002). Même si elles ont suivi le rythme en croissance verticale des taux passés d'élévation du niveau de la mer, il n'existe aucune garantie qu'elles continueront de le faire dans des conditions d'élévation accélérée du niveau de la mer au cours des décennies à venir. L'élévation du niveau de la mer augmente également la probabilité que des phénomènes extrêmes d'onde de tempête et d'inondation susceptibles d'introduire de l'eau salée dans les systèmes auparavant d'eau douce se produisent (p. ex. Pisaric *et al.*, 2011).

Puisque l'on croit que le transport glaciaire améliore le taux d'apport de sédiments aux marais salés (Wood *et al.*, 1989; van Proosdij *et al.*, 2006), une réduction future de la glace marine entraînée par un climat plus chaud peut également se traduire par une diminution de l'apport de sédiments. Le rôle de la glace dans la redistribution et la propagation de la spartine des marais salés (*Spartina alterniflora*; van Proosdij et Townsend, 2006), de même que dans la dispersion des macro-invertébrés dans les zones intertidales (Drolet *et al.*, 2012), peut également être altéré par une présence réduite de glace (voir le chapitre 4). En même temps, la réduction de la couverture de glace pourrait contribuer à une augmentation de taux d'érosion du bord des côtes par les vagues en hiver.

Les replats de marée, en particulier dans la baie de Fundy et le delta du fleuve Fraser, offrent un habitat d'alimentation essentiel aux oiseaux migrateurs (Hicklin, 1987; Hill *et al.*, 2013). À l'échelle mondiale, on se préoccupe des pertes prévues d'habitats intertidaux pour les oiseaux (encadré 12; Galbraith *et al.*, 2002).

5.3 VISUALISATION DE L'INONDATION CÔTIÈRE

L'intérêt porté aux niveaux d'eau extrêmes découle de questions relatives non seulement à la hauteur ou à la fréquence des inondations, mais également à ce qui sera inondé. De grands travaux ont été entrepris au cours des 15 dernières années en vue de simuler les événements présents et futurs d'inondation dans

des collectivités ou d'autres contextes où des actifs précieux, y compris des habitats importants, sont susceptibles d'être touchés (encadré 13; voir le chapitre 3; Webster et Forbes, 2006; Bernier *et al.*, 2007; Forbes *et al.*, 2009; Bernatchez *et al.*, 2011).

6 RÉSUMÉ ET SYNTHÈSE

Les côtes maritimes canadiennes sont des systèmes très variables et naturellement dynamiques. Les impacts des changements climatiques, qui actuellement se manifestent surtout en termes de changements dans la couverture de glace de mer, deviendront plus prononcés au cours des décennies à venir. On s'attend à ce que la croissance des niveaux d'eau extrêmes entraîne une augmentation du taux d'érosion côtière. Les secteurs endigués, les régions côtières à faible relief et les côtes constituées de sédiments non lithifiés sont plus vulnérables à l'érosion que les côtes élevées et rocheuses. Dans l'Arctique, l'augmentation de la température de l'air et de l'eau continuera de dégrader et de dégeler le pergélisol, ce qui aura pour résultat d'ameublir les sédiments liés par la glace et de contribuer à l'érosion (Forbes, 2011). À court terme, la variabilité climatique, s'exprimant de manière saisonnière et par le biais de diverses oscillations interannuelles, continuera de jouer un rôle dominant en ce qui a trait à la température de l'air et de l'eau, la puissance des tempêtes, la hauteur des vagues, le niveau de la mer et d'autres facteurs pertinents pour les régions côtières du Canada.

ENCADRÉ 12

IMPACTS ÉCOLOGIQUES DANS LE DELTA DU FLEUVE FRASER

La présence de digues et l'élévation du niveau relatif de la mer sur les replats de la zone intertidale et les marais salés du banc Roberts (delta du fleuve Fraser, Colombie-Britannique) semble indiquer que la compression côtière pourrait entraîner d'importantes pertes de surface disponible pour les oiseaux migrateurs et hivernants (Hill *et al.*, 2013). En outre, il y a un conflit potentiel entre le besoin de terres derrière les replats de zone intertidale aux fins de conservation d'habitats aviaires et la grande valeur de ces terres en demande à d'autres fins. Hill *et al.* (2013) résumant les prévisions des principaux impacts sur les grandes composantes du système intertidal comme suit :

- Marais – impacts négatifs (*niveau de confiance faible à modéré*) : érosion du marais attribuable à la compression côtière et un accroissement des attaques par les vagues, atténuée par l'accrétion naturelle du marais jusqu'à un taux seuil.
- Vasière – impacts négatifs (*niveau de confiance faible*) : réduction prévue de 45 à 63 % de la superficie en raison de la compression côtière, qui peut être atténuée par la sédimentation du territoire actuel du marais mais exagérée par l'augmentation de l'activité orageuse et de l'action des vagues de tempête.
- Zostère – aucun impact (*niveau de confiance modéré à élevé*) : les taux élevés d'expansion de la zostère laissent croire que celle-ci migrerait vers l'intérieur des terres pour suivre le rythme des changements en profondeur.
- Biofilm – impacts négatifs (*niveau de confiance faible*) : la superficie diminuera probablement en raison de la réduction de superficie des vasières; toutefois, l'augmentation de l'énergie des vagues pourrait entraîner un grossissement granulaire des sédiments et une réduction de la productivité du biofilm.
- Prédation sur les oiseaux – impacts négatifs (*niveau de confiance faible*) : elle augmentera probablement en raison de la migration vers l'intérieur des terres des aires d'alimentation optimales.

Le faible niveau de confiance rapporté pour la plupart de ces impacts semble indiquer que davantage de travaux traitant des répercussions biophysiques directes et écologiques secondaires des changements climatiques sur les systèmes intertidaux et sublittoraux côtiers sont requis.

ENCADRÉ 13 SIMULATION D'INONDATION

Une technique de détection et télémétrie par ondes lumineuses (LiDAR) est employée pour créer des modèles numériques à haute résolution de la surface du terrain, y compris les bâtiments et les arbres s'il y a lieu; à partir de ces modèles, on peut tirer des modèles altimétriques numériques qui servent de base pour la simulation d'inondations (figure 31). Cette technique, maintenant répandue, a été mise au point au Canada il y a environ 15 ans (p. ex. Webster et al., 2002; Webster et Forbes, 2006).

Dans l'extrait produit aux fins de communication publique, une image numérique peut être substituée pour permettre aux intervenants de comprendre les niveaux d'inondation historiques ou prévus par la reconnaissance de bâtiments ou d'autres éléments caractéristiques. Dans le cas de l'inondation historique de Tuktoyaktuk (figure 32), la visualisation illustre également les taux élevés d'érosion côtière historique. Le recul moyen à la pointe nord-ouest entre 1935 et 1971, avant plusieurs phases de protection de la côte, était de 3,8 m/an (Rampton et Bouchard, 1975). Au cours d'une seule tempête majeure en septembre 1970, cette même pointe a reculé de plus de 13 m en quelques heures (Travaux publics et Services gouvernementaux Canada, 1971; Rampton et Bouchard, 1975).

Il est à remarquer que la plupart des simulations d'inondation utilisent des modèles d'eau calme qui tiennent compte des ouvertures comme les ponceaux et les ponts mais qui n'incluent pas la dynamique de l'écoulement. Dans certaines situations comportant des schémas d'écoulement irréguliers ou complexes, il peut être souhaitable d'incorporer un modèle dynamique, et la simulation ayant recours à un modèle d'eau calme peut surestimer l'importance de l'inondation (Webster et al., 2014).

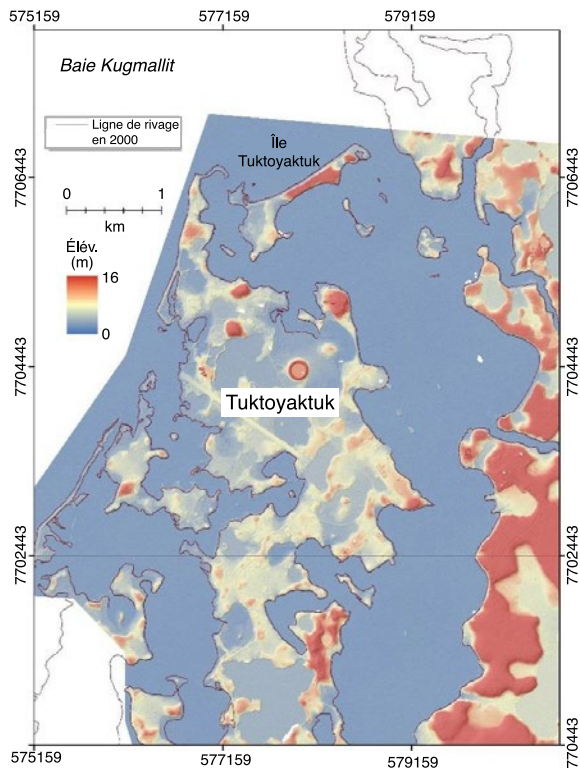


FIGURE 31 : Modèle altimétrique numérique tiré de données LiDAR pour Tuktoyaktuk, dans les Territoires du Nord-Ouest. Un modèle de terre nue duquel la végétation et les bâtiments ont été retirés sert de base pour la simulation d'inondations (figure 32). Source : Forbes et al. (2014b).

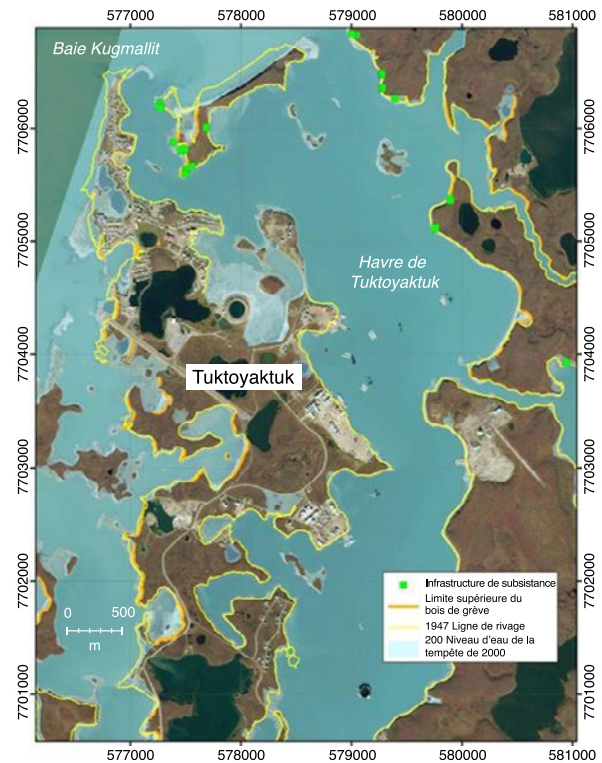


FIGURE 32 : Érosion côtière à long terme (1947 à 2010) et visualisation de l'inondation causée par la tempête de 2000 à Tuktoyaktuk, dans les Territoires du Nord-Ouest. Simulation d'inondation réalisée sur un modèle altimétrique numérique tiré de données LiDAR. Une image satellite à haute résolution prise en 2010 par GeoEye Inc. est insérée en arrière-plan pour faciliter l'interprétation par le public. Source : Forbes et al. (2013). Contient des renseignements protégés par le droit d'auteur appartenant à Digital Globe Inc.

Les changements à long terme dans la fréquence et l'intensité des inondations et des niveaux d'eau côtiers extrêmes au Canada découleront principalement des changements dans le niveau moyen de la mer, même si les marées, la glace de mer, les ondes de tempête et les vagues continueront de jouer des rôles de premier plan. Les taux importants de changement historique dans le niveau relatif de la mer, en grande partie liés aux ajustements isostatiques glaciaires, sont très variables d'un endroit à l'autre au Canada (p. ex. >3 mm/an d'élévation du niveau de la mer à Halifax, en Nouvelle-Écosse, et >9 mm/an de chute du niveau de la mer à Churchill, au Manitoba, au cours du siècle dernier), ce qui rend la détermination des effets de l'élévation accélérée du niveau de la mer associée aux changements climatiques difficile. Ces impacts se feront plus évidents au cours des décennies à venir, à mesure que les taux d'élévation du niveau de la mer à l'échelle mondiale continuent de croître. Les régions qui connaissent une élévation du niveau moyen de la mer verront de plus en plus souvent des niveaux d'eau qui provoquent aujourd'hui des inondations de même que des niveaux d'eau extrêmes plus élevés.

À court terme, les impacts les plus évidents des changements climatiques sur les côtes du Canada se manifesteront sous forme de phénomènes météorologiques extrêmes et, dans les régions des côtes Est et Nord, sous forme de couverture de glace de mer réduite. Il existe des liens importants entre les deux : lorsqu'elle est présente, la glace de mer sert à protéger les côtes contre les effets potentiels des vagues associés aux tempêtes violentes bien que, à l'inverse, l'absence de glace de mer peut entraîner une augmentation de l'érosion côtière. Les répercussions des phénomènes météorologiques extrêmes ne se limitent pas à l'érosion par les vagues et aux inondations par les ondes de tempête, mais comprennent également de grands vents et de fortes précipitations susceptibles d'endommager l'infrastructure et de provoquer l'inondation des collectivités et des actifs côtiers.

Les services écosystémiques fournis par les systèmes côtiers seront également touchés par l'élévation du niveau de la mer, la réduction de la couverture de glace de mer et les autres effets climatiques comme les changements au niveau de la température et des précipitations, l'activité orageuse et le régime éolien, les téléconnexions avec les anomalies régionales du niveau de la mer, l'amélioration ou l'acidification par le CO₂ des eaux côtières. La perte ou la dégradation des écosystèmes côtiers (complexes de plages et de dunes, replats de marées, terres humides côtières, herbiers et estuaires) attribuables aux changements climatiques ont des impacts directs et indirects (Carter, 1991). Les impacts biophysiques de premier ordre touchent la prestation des services écosystémiques; les impacts de second ordre touchent la protection de la côte, l'approvisionnement en eau, les loisirs, l'agriculture et l'esthétique; et les impacts de troisième ordre ont une incidence sur les politiques et la gouvernance, avec des répercussions au niveau de la conservation, de la protection de l'habitat, de la protection de la propriété et des infrastructures essentielles, de la sécurité alimentaire et d'autres facteurs contribuant au développement durable.

7 RÉFÉRENCES

- Abeysirigunawardena, D.S. et Walker, I.J. (2008) : Sea level responses to climatic variability and change in northern British Columbia; *Atmosphere-Ocean*, vol. 46, n° 3, p. 277–296. doi :10.3137/ao.460301
- Abeysirigunawardena, D.S., Gilleland, E., Bronaugh, D. et Wong, P. (2009) : Extreme wind regime responses to climate variability and change in the inner south coast of British Columbia, Canada; *Atmosphere-Ocean*, vol. 47, n° 1, p. 41–62. doi :10.3137/AO1003.2009
- Adam, P. (2002) : Salt marshes in a time of change; *Environmental Conservation*, vol. 29, p. 39–61. doi :10.1017/S0376892902000048
- Allard, M., Michaud, Y., Ruz, M.H. et Héquette, A. (1998) : 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, n° 9, p. 965–979.
- Aré, F. (1988) : Thermal abrasion of sea coasts (Part 1); *Polar Geography*, vol. 12, n° 2, p. 87–111. doi :10.1080/10889378809377343
- Ashton, A., Murray, A.B. et Arnoult, O. (2001) : Formation of coastline features by large-scale instabilities induced by high-angle waves; *Nature*, vol. 414, n° 6853, p. 296–300. doi :10.1038/35104541 (+erratum : *Nature*, vol. 415, n° 6872, p. 666).
- Asplin, M.G., Galley, R., Barber, D.G. et Prinsenber, S. (2012) : Fracture of summer perennial sea ice by ocean swell as a result of Arctic storms; *Journal of Geophysical Research : Oceans*, vol. 117, art. C06025. doi :10.1029/2011JC007221
- Atkinson, D.E. (2005) : Observed storminess patterns and trends in the circum-Arctic coastal regime; *Geo-Marine Letters*, vol. 25, n° 2–3, p. 98–109.
- Barnes, E.A. (2013) : Revisiting the evidence linking Arctic amplification to extreme weather in midlatitudes; *Geophysical Research Letters*, vol. 40, n° 17, p. 4734–4739.
- Barnhart, K.R., Anderson, R.S., Overeem, I., Wobus, C., Clow, G.D. et Urban, F.E. (2014a) : Modeling erosion of ice-rich permafrost bluff along the Alaskan Beaufort Sea coast; *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, vol. 119, n° 5, p. 1155–1179. doi :10.1002/2013JF002485
- Barnhart, K.R., Overeem, I. et Anderson, R.S. (2014b) : The effect of changing sea ice on the physical vulnerability of Arctic coasts; *The Cryosphere*, vol. 8, n° 5, p. 1777–1799. doi :10.5194/tc-8-1777-2014
- Bernatchez, P. et Dubois, J.-M.M. (2004) : Bilan des connaissances de la dynamique de l'érosion des côtes du Québec maritime laurentien; *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 58, n° 1, p. 45–71.
- Bernatchez, P. et Dubois, J.-M.M. (2008) : Seasonal quantification of coastal processes and cliff erosion on fine sediment shorelines in a cold temperate climate, north shore of the St. Lawrence maritime estuary, Quebec; *Journal of Coastal Research*, vol. 24, n° 1A, p. 169–180. doi :10.2112/04-0419.1
- Bernatchez, P. et Fraser, C. (2012) : Evolution of coastal defence structures and consequences for beach width trends, Québec, Canada; *Journal of Coastal Research*, vol. 28, n° 6, p. 1550–1566. doi :10.2112/JCOASTRES-D-10-00189
- Bernatchez, P., Fraser, C., Lefavre, D. et Dugas, S. (2011) : Integrating anthropogenic factors, geomorphological indicators and local knowledge in the analysis of coastal flooding and erosion hazards; *Ocean & Coastal Management*, vol. 54, n° 8, p. 621–632.
- Bernier, N.B. et Thompson, K.R. (2006) : Predicting the frequency of storm surges and extreme sea levels in the northwest Atlantic; *Journal of Geophysical Research : Oceans*, vol. 111, art. C10009. doi :10.1029/2005JC003168
- Bernier, N.B., Thompson, K.R., Ou, J. et Ritchie, H. (2007) : Mapping the return periods of extreme sea levels : allowing for short sea level records, seasonality, and climate change; *Global and Planetary Change*, vol. 57, n° 1–2, p. 139–150.
- Bindschadler, R.A., Nowicki, S., Abe-Ouchi, A., Aschwanden, A., Choi, H., Fastook, J., Granzow, G., Greve, R., Gutowski, G., Herzfeld, U., Jackson, C., Johnson, J., Khroulev, C., Levermann, A., Lipscomb, W.H., Martin, M.A., Morlighem, M., Parizek, B.R., Pollard, D., Price, S.F., Ren, D., Saito, F., Sato, T., Seddik, H., Seroussi, H., Takahashi, K., Walker, R. et Wang, W.L. (2013) : Ice-sheet model sensitivities to environmental forcing and their use in projecting future sea level (the SeaRISE Project); *Journal of Glaciology*, vol. 59, n° 214, p. 195–224.
- Bruun, P. (1954) : Coastal erosion and development of beach profiles; United States Army Corps of Engineers, Beach Erosion Board, Vicksburg, Mississippi, Technical Memorandum 44, 79 p.
- Bruun, P. (1962) : Sea-level rise as a cause of shore erosion; *Journal of the Waterways and Harbors Division, Proceedings American Society of Civil Engineers*, vol. 88, n° 1–2, p. 117–130.

- Bush, E.J., Loder, J.W., James, T.S., Mortsch, L.D. et Cohen, S.J. (2014) : 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, p. 23–64, <http://www.nrcan.gc.ca/sites/www.nrcan.gc.ca/files/earthsciences/pdf/assess/2014/pdf/Rapport-complet_Fra.pdf>.
- Cambers, G. (2009) : Caribbean beach changes and climate change adaptation; *Aquatic Ecosystem Health & Management*, vol. 12, n° 2, p. 168–176.
- Carter, R.W.G. (1991) : Near-future sea level impacts on coastal dune landscapes; *Landscape Ecology*, vol. 6, n° 1–2, p. 29–31.
- Casati, B. et de Elia, R. (2014) : Temperature extremes from Canadian Regional Climate Model (CRCM) climate change projections; *Atmosphere-Ocean*, vol. 52, n° 3, p. 191–210.
- Catto, N., Ingram, D. et Edinger, E. (2006) : Geomorphic impacts of waves and storms on the southwestern coastline of Newfoundland, including Port-aux-Basques harbour; dans *Impacts of Storms & Winds on Transportation in Southwestern Newfoundland*, N. Catto, D. Foote, D. Kearney, W. Locke, B. DeYoung, E. Edinger, D. Ingram, J. Karn et J. Straatman, (éd.); Ressources naturelles Canada, Programme sur les impacts et l'adaptation liés aux changements climatiques (PIACC), Projet A-804, p. 12–27, <http://s3.amazonaws.com/zanran_storage/adaptation.nrcan.gc.ca/ContentPages/8936426.pdf>.
- Chang, E. K. (2013) : CMIP5 projection of significant reduction in extratropical cyclone activity over North America; *Journal of Climate*, vol. 26, n° 24, p. 9903–9922.
- Chmura, G.L. (2013) : What do we need to assess the sustainability of the tidal salt marsh carbon sink?; *Ocean & Coastal Management*, vol. 83, p. 25–31. doi :10.1016/j.ocecoaman.2011.09.006
- Chmura, G.L., Anisfeld, S.C., Cahoon, D.R. et Lynch, J.C. (2003) : Global carbon sequestration in tidal, saline wetland soils; *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 17, n° 4, art. 1111. doi :10.1029/2002GB001917
- Chmura, G.L., Helmer, L.L., Beecher, C.B. et Sunderland, E.M. (2001) : Historical rates of salt marsh accretion on the outer Bay of Fundy; *Revue canadienne des sciences de la Terre*, vol. 38, n° 7, p. 1081–1092. doi :10.1139/cjes-38-7-1081
- Church, J.A. et White, N.J. (2006) : A 20th century acceleration in global sea-level rise; *Geophysical Research Letters*, vol. 33, n° 1, art. L01602. doi :10.1029/2005GL024826
- Church, J.A., Clark, P.U., Cazenave, A., Gregory, J.M., Jevrejeva, S., Levermann, A., Merrifield, M.A., Milne, G.A., Nerem, R.S., Nunn, P.D., Payne, A.J., Pfeffer, W.T., Stammer, D. et Unnikrishnan, A.S. (2013a) : Sea level change; 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 (GIEC)*, T.F. Stocker, D. Quin, G.K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex et P.M. Migdley (éd.); Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, New York, p. 1137–1216, <http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar5/wg1/WG1AR5_Chapter13_FINAL.pdf>.
- Church, J.A., Clark, P.U., Cazenave, A., Gregory, J.M., Jevrejeva, S., Levermann, A., Merrifield, M.A., Milne, G.A., Nerem, R.S., Nunn, P.D., Payne, A.J., Pfeffer, W.T., Stammer, D. et Unnikrishnan, A.S. (2013b) : Sea level change supplementary material; 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 (GIEC)*, T.F. Stocker, D. Quin, G.K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex et P.M. Migdley (éd.); Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, New York, p. 135M-1–135M-8, <http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar5/wg1/supplementary/WG1AR5_Ch135M_FINAL.pdf>.
- Clague, J.J. et James, T.S. (2002) : History and isostatic effects of the last ice sheet in southern British Columbia; *Quaternary Science Reviews*, vol. 21, p. 71–87.
- Cooper, J.A.G. et Pilkey, O.H. (2004) : Sea-level rise and shoreline retreat : time to abandon the Bruun Rule; *Global and Planetary Change*, vol. 43, n° 3–4, p. 157–171.
- Copland, L., Mueller, D.R. et Weir, L. (2007) : Rapid loss of the Ayles Ice Shelf, Ellesmere Island, Canada; *Geophysical Research Letters*, vol. 34, n° 21, art. L21501. doi :10.1029/2007GL031809
- Couture, N.J. (2010) : Fluxes of soil organic carbon from eroding permafrost coasts, Canadian Beaufort Sea; thèse de doctorat, Université McGill, Montréal, Québec, 136 p., <http://digitool.library.mcgill.ca:8881/R/?funcdbin-jump-full&object_id=92229>.
- Couture, N.J. et Manson, G.K. (2016) : CanCoast : a tool for helping to assess climate change vulnerability; Ressources naturelles Canada, Commission géologique du Canada, Dossier public.
- Couture, N.J., Craymer, M.R., Forbes, D.L., Fraser, P.R., Henton, J.A., James, T.S., Jenner, K.A., Manson, G.K., Simon, K.M., Silliker, R.J. et Whalen, D.J.R. (2014) : Coastal geoscience for sustainable development in Nunavut : 2013 activities; dans *Summary of Activities 2013*; Canada-Nunavut Geoscience Office, Iqaluit, Nunavut, p. 139–148, <<http://cngo.ca/app/uploads/Summary-of-Activities-2013.pdf>>.
- Couture, N.J., Hoque, A.M. et Pollard, W.H. (2008) : Modelling the erosion of ice-rich deposits along the Yukon Coastal Plain; dans *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost*, D.L. Kane et K.M. Hinkel (éd.); 29 juin–3 juillet 2008, University of Alaska Fairbanks, Fairbanks, Alaska, vol. 1, p. 303–308, <<http://research.iarc.uaf.edu/NICOP/DVD/1st%20to%209th%20Conference%20PDF%20files/09th%20International%20Conference%20on%20Permafrost%20Vol%201.pdf>>.
- Covill, B., Forbes, D.L., Taylor, R.B. et Shaw, J. (1995) : Photogrammetric analysis of coastal erosion and barrier migration near Chezzetcook Inlet, eastern shore of Nova Scotia; Commission géologique du Canada, Dossier public 3027, 1 p.
- Craymer, M.R., Henton, J.A., Piraszewski, M. et Lapelle, E. (2011) : An updated GPS velocity field for Canada; Eos, Transactions American Geophysical Union, vol. 92, n° 51, Fall Meeting Supplement, Abstract G21A-0793, affiche, <<http://adsabs.harvard.edu/abs/2011AGUFM.G21A0793C>>.
- Cubasch, U., Wuebbles, D., Chen, D., Facchini, M.C., Frame, D., Mahowald, N. et Winther, J.-G. (2013) : Introduction; 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 (GIEC)*, T.F. Stocker, D. Quin, G.K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex et P.M. Migdley (éd.); Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, New York, p. 119–158, <http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar5/wg1/WG1AR5_Chapter01_FINAL.pdf>.
- Curry, J.R. (1964) : Transgression and regression; dans *Papers in Marine Geology*, R.L. Miller (éd.); Macmillan Company, New York, New York, p. 175–203.
- Daniel, E.B. et Abkowitz, M.D. (2005) : Improving the design and implementation of beach setbacks in Caribbean small islands; *Journal of the Urban and Regional Information Systems Association (URISA Journal)*, vol. 17, n° 1, p. 53–65.
- Davidson-Arnott, R.G.D. (2005) : Conceptual model of the effects of sea level rise on sandy coasts; *Journal of Coastal Research*, vol. 21, n° 6, p. 1166–1172.
- Davies, M. (2011) : Geomorphic shoreline classification of Prince Edward Island; rapport préparé par Coldwater Consulting Ltd à l'intention de Solutions d'adaptation aux changements climatiques pour l'Atlantique, 66 p., <http://www.gov.pe.ca/photos/original/shoreline_pei.pdf>.
- Davis, R.E., Demme, G. et Dolan, R. (1993) : Synoptic climatology of Atlantic coast north-easters; *International Journal of Climatology*, vol. 13, n° 2, p. 171–189. doi :10.1002/joc.3370130204
- Day, J.W. Jr., Gunn, J.D., Folan, W.J., Yáñez-Arancibia, A. et Horton, B.P. (2012) : The influence of enhanced post-glacial coastal margin productivity on the emergence of complex societies; *Journal of Island and Coastal Archaeology*, vol. 7, n° 1, p. 23–52.
- Dettinger, M. (2011) : Climate change, atmospheric rivers, and floods in California – a multimodel analysis of storm frequency and magnitude changes; *Journal of the American Water Resources Association (JAWRA)*, vol. 47, n° 3, p. 514–523. doi :10.1111/j.1752-1688.2011.00546.x
- Drolet, D., Bringle, T.T., Coffin, M.R.S., Barbeau, M.A. et Hamilton, D.J. (2012) : Potential for between-mudflat movement and metapopulation dynamics in an intertidal burrowing amphipod; *Marine Ecology Progress Series*, vol. 449, p. 197–209.
- Eamer, J.B.R. et Walker, I.J. (2010) : Quantifying sand storage capacity of large woody debris on beaches using LiDAR; *Geomorphology*, vol. 118, n° 1–2, p. 33–47. doi :10.1016/j.geomorph.2009.12.006
- Eicken, H., Gradinger, R., Graves, A., Mahoney, A., Rigor, I. et Melling, H. (2005) : Sediment transport by sea ice in the Chukchi and Beaufort seas : increasing importance due to changing ice conditions?; *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, vol. 52, n° 24–26, p. 3281–3302.
- Environnement Canada (2013) : L'étendue maximum des glaces de mer pour une saison hivernale normale en eaux canadiennes; Environnement Canada, Service canadien des glaces, <<https://ec.gc.ca/glaces-ice/default.asp?Lang=En&n=E79B8B66-1>>.
- Enfield, D.B. et Cid-Serrano, L. (2010) : Secular and multidecadal warmings in the North Atlantic and their relationships with major hurricane activity; *International Journal of Climatology*, vol. 30, n° 2, p. 174–184. doi :10.1002/joc.1881
- Erwin, K.L. (2009) : Wetlands and global climate change : the role of wetland restoration in a changing world; *Wetlands Ecology and Management*, vol. 17, n° 1, p. 71–84. doi :10.1007/s11273-008-9119-1

- Etkin, D., Brun, S.E., Shabbar, A. et Joe, P. (2001) : Tornado climatology of Canada revisited : tornado activity during different phases of ENSO; *International Journal of Climatology*, vol. 21, n° 8, p. 915–938. doi :10.1002/joc.654
- Fan, Y., Lin, S., Griffies, S. M. et Hemer, M.A. (2014) : Simulated global swell and wind-sea climate and their responses to anthropogenic climate change at the end of the twenty-first century; *Journal of Climate*, vol. 27, n° 10, p. 3516–3536. doi :10.1175/JCLI-D-13-00198.1
- Farrell, W.E. et Clark, J.A. (1976) : On postglacial sea level; *Geophysical Journal International*, vol. 46, n° 3, p. 647–667.
- Feng, S., Ho, C.H., Hu, Q., Oglesby, R.J., Jeong, S.J. et Kim, B.M. (2012) : Evaluating observed and projected future climate changes for the Arctic using the Köppen-Trewartha climate classification; *Climate Dynamics*, vol. 38, n° 7–8, p. 1359–1373. doi :10.1007/s00382-011-1020-6
- Fischer, E.M. et Knutti, R. (2014) : Heated debate on cold weather; *Nature Climate Change*, vol. 4, p. 537–538.
- FitzGerald, D.M., Fenster, M.S., Argow, B.A. et Buynevich, I.V. (2008) : Coastal impacts due to sea-level rise; *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, vol. 36, p. 601–647.
- Flanner, M.G., Shell, K.M., Barlage, M., Perovich, D.K. et Tschudi, M.A. (2011) : Radiative forcing and albedo feedback from the northern hemisphere cryosphere between 1979 and 2008; *Nature Geoscience*, vol. 4, n° 3, p. 151–155. doi :10.1038/ngeo1062
- Forbes, D.L. (2011) : Glaciated coasts; dans *Treatise on Estuarine and Coastal Science*, E. Wolanski et D.S. McLusky (éd.); Academic Press, Waltham, Massachusetts, vol. 3, p. 223–243.
- Forbes, D.L. et Hansom, J.D. (2011) : Polar coasts; dans *Treatise on Estuarine and Coastal Science*, E. Wolanski et D.S. McLusky (éd.); Academic Press, Waltham, Massachusetts, vol. 3, p. 245–283.
- Forbes, D.L. et Manson, G.K. (2002) : Coastal geology and shore-zone processes; dans *Coastal Impacts of Climate Change and Sea-Level Rise on Prince Edward Island*, D.L. Forbes et R.W. Shaw (éd.); Commission géologique du Canada, Dossier public 4261, Document d'appui 9, 85 p
- Forbes, D.L. et Solomon, S.M. (1999) : Inlet division and coastal instability following tidal prism diversion; dans *Proceedings, Coastal Sediments 99*, Long Island, American Society of Civil Engineers, Reston, Virginie, p.1418–1433.
- Forbes, D.L. et Syvitski, J.P.M. (1994) : Paraglacial coasts; dans *Coastal Evolution : Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*, R.W.G. Carter et C.D. Woodroffe (éd.); Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni, p. 373–424.
- Forbes, D.L. et Taylor, R.B. (1994) : Ice in the shore zone and the geomorphology of cold coasts; *Progress in Physical Geography*, vol. 18, n° 1, p. 59–89.
- Forbes, D.L., Bell, T., James, T.S. et Simon, K.M. (2014a) : Reconnaissance assessment of landscape hazards and potential impacts of future climate change in Arviat, southern Nunavut; dans *Summary of Activities 2013; Canada-Nunavut Geoscience Office, Iqaluit, Nunavut*, p. 183–192, <<http://cngo.ca/app/uploads/Summary-of-Activities-2013-P19.pdf>>.
- Forbes, D.L., Covill, R.A., Feindel, R.D. et Batterson, M.J. (1995a) : Preliminary assessment of coastal erosion between Port au Port and Stephenville, St. George's Bay, west Newfoundland; Commission géologique du Canada, Dossier public 3082, 10 p., <http://ftp2.cits.mcan.gc.ca/pub/geott/ess_pubs/203/203644/of_3082.pdf>.
- Forbes, D.L., Manson, G.K., Chagnon, R., Solomon, S.M., van der Sanden, J.J. et Lynds, T.L. (2002) : Nearshore ice and climate change in the southern Gulf of St. Lawrence; dans *Ice in the Environment : Proceedings of the 16th IAHR International Symposium on Ice*, 2–6 décembre 2002, Dunedin, Nouvelle-Zélande, V.A. Squire et P.J. Langhorne (éd.); International Association for Hydro-Environment Engineering and Research (IAHR), vol. 1, p. 344–351, <<http://riverice.civil.ualberta.ca/IAHR%20Proc/16th%20Ice%20Symp%20Dunedin%202002/Volume%201/78.pdf>>.
- Forbes, D.L., Manson, G.K., Charles, J., Thompson, K.R. et Taylor, R.B. (2009) : 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, 22 p., <http://ftp2.cits.mcan.gc.ca/pub/geott/ess_pubs/248/248196/of_6346.pdf>.
- Forbes, D.L., Manson, G.K., Whalen, D.J.R., Couture, N.J. et Hill, P.R. (2014b) : Coastal products of marine transgression in cold-temperate and high-latitude coastal-plain settings : Gulf of St. Lawrence and Beaufort Sea; dans *Sedimentary Coastal Zones from High to Low Latitudes : Similarities and Differences*, I.P. Martini et H.R. Wanless (éd.); Geological Society of London, Lyell Collection, Special Publication 388, p. 131–163. doi :10.1144/SP388.18
- Forbes, D.L., Orford, J.D., Carter, R.W.G., Shaw, J. et Jennings, S.C. (1995b) : Morphodynamic evolution, self-organisation, and instability of coarse-clastic barriers on paraglacial coasts; *Marine Geology*, vol. 126, n° 1–4, p. 63–85.
- Forbes, D.L., Orford, J.D., Taylor, R.B. et Shaw, J. (1997) : Interdecadal variation in shoreline recession on the Atlantic coast of Nova Scotia; dans *Proceedings of the 1997 Canadian Coastal Conference*, 21–24 mai 1997, Guelph, Ontario, M.G. Skafel (éd.); Canadian Coastal Science and Engineering Association, p. 360–374. <https://www.researchgate.net/publication/279448557_Interdecadal_variation_in_shoreline_recession_on_the_Atlantic_coast_of_Nova_Scotia>.
- Forbes, D.L., Parkes, G.S., Manson, G.K. et Ketch, L.A. (2004) : Storms and shoreline retreat in the southern Gulf of St. Lawrence; *Marine Geology*, vol. 210, n° 1–4, p. 169–204.
- Forbes, D.L., Solomon, S.M., Frobel, D., Goguen, M., Sherin, A.G., Parrott, R. et Covill, R. (1999) : Bathymetry, bottom conditions, and tidal inlet stability, Rustico Bay and vicinity, Prince Edward Island; Commission géologique du Canada, Dossier public 3766, 38 p. doi :10.4095/210829
- Forbes, D.L., Whalen, D.J.R., Jacobson, B., Fraser, P., Manson J.K., Couture, N.J. et Simpson, R. (2013) : Co-design of coastal risk assessment for subsistence infrastructure in the Inuvialuit Settlement Region, western Arctic Canada; réunion scientifique annuelle d'ArcticNet, 9–13 décembre 2013, Halifax, Nouvelle-Écosse, p. 141–142, abstract and poster, <http://www.arcticnetmeetings.ca/asm2013/docs/full_program.pdf>.
- Francis, J.A. et Vavrus, S.J. (2012) : Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes; *Geophysical Research Letters*, vol. 39, n° 6, art. L06801. doi :10.1029/2012GL051000
- Francis, J.A. et Vavrus, S.J. (2015) : Evidence for a wavier jet stream in response to rapid Arctic warming; *Environmental Research Letters*. doi :10.1088/1748-9326/10/1/014005
- Galbraith, H., Jones, R., Park, R., Clough, J., Herrod-Julius, S., Harrington, B. et Page, G. (2002) : Global climate change and sea level rise : potential losses of intertidal habitat for shorebirds; *Waterbirds*, vol. 25, n° 2, p. 173–183. doi :10.1675/1524-4695(2002)925[0173:GCCASK]2.0;2
- Gaston, A.J., Smith, P.A. et Provencher, J.F. (2012) : Discontinuous change in ice cover in Hudson Bay in the 1990s and some consequences for marine birds and their prey; *ICES Journal of Marine Science*, vol. 69, n° 7, p. 1218–1225.
- Gibbs, M. et Hill, T. (2011) : Coastal climate change risk – legal and policy responses in Australia; Australia Department of Climate Change and Energy Efficiency, Canberra, Australie, 89 p., <<http://www.environment.gov.au/system/files/resources/68cbcb67-bd6c-41ee-b214-02a5143d90d9/files/coastal-cc-legal-responses.pdf>>.
- GIEC [Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat] (1990) : Climate Change: The IPCC Scientific Assessment; Groupe de travail I, J.T. Houghton, G.J. Jenkins et J.J. Ephraums (éd.); Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni, New York, New York et Melbourne, Australie, 365 p., <http://www.ipcc.ch/publications_and_data/publications_ipcc_first_assessment_1990_wg1.shtml>.
- GIEC [Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat] (1992) : Climate Change 1992: The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment; Working Group I, J.T. Houghton, B.A. Callander et S.K. Varney (éd.); Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni, New York, New York et Victoria, Australie, 200 p., <http://www.ipcc.ch/publications_and_data/publications_ipcc_supplementary_report_1992_wg1.shtml>.
- GIEC [Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat] (1995) : Climate Change 1995: The Science of Climate Change; contribution du Groupe de travail I au Deuxième rapport du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, J.T. Houghton, L.G. Meira Filho, B.A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg et K. Maskell (éd.); Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, New York, 572 p., <http://www.ipcc.ch/ipccreports/sar/wg_1/ipcc_sar_wg_1_full_report.pdf>.
- GIEC [Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat] (2000) : Rapport spécial du GIEC – Scénarios d'émissions; Groupe de travail III, N. Nakićenović et R. Swart (éd.); Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni, 599 p., <http://www.ipcc.ch/ipccreports/sres/emission/emissions_scenarios.pdf>.
- GIEC [Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat] (2001) : 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 et New York, New York, 881 p., <http://www.grida.no/publications/other/ipcc_tar/>.

- GIEC [Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat] (2007) : Changements climatiques 2007: Les éléments scientifiques; 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, 996 p., <http://www.ipcc.ch/publications_and_data/publications_ipcc_fourth_assessment_report_wg1_report_the_physical_science_basis.htm>.
- GIEC [Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat] (2012) : Gestion des risques de catastrophes et de phénomènes extrêmes pour les besoins de l'adaptation au changement climatique (SREX); Rapport spécial du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, Groupes de travail I et II, 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, New York, 582 p., <http://www.ipcc.ch/pdf/special-reports/srex/SREX_Full_Report.pdf>.
- GIEC [Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat] (2013) : Résumé à l'intention des décideurs; dans *Changements climatiques 2013: les éléments scientifiques*; contribution du Groupe de travail I au Cinquième rapport 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 et P.M. Midgley (éd.); Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, New York, p. 3–29, <http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar5/wg1/WG1AR5_SPM_FINAL.pdf>.
- Government of Western Australia (2006) : State coastal planning policy; prepared under Section 5aa of the Town Planning and Development Act 1928, Western Australian Planning Commission, Perth, Australie, 12 p.
- Gulev, S.K. et Grigorieva, V. (2004) : Last century changes in ocean wind wave height from global visual wave data; *Geophysical Research Letters*, vol. 31, no. 24, art. L24302. doi :10.1029/2004GL021040
- Gulev, S.K. et Grigorieva, V. (2006) : Variability of the winter wind waves and swell in the North Atlantic and North Pacific as revealed by the voluntary observing ship data; *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 19, no. 21, p. 5667–5685.
- Hanesiak, J., Stewart, R., Taylor, P., Moore, K., Barber, D., McBean, G., Strapp, W., Wolde, M., Goodson, R., Hudson, E., Hudak, D., Scott, J., Liu, G., Gilligan, J., Biswas, S., Desjardins, D., Dyck, R., Fargey, S., Field, R., Gascon, G., Gordon, M., Greene, H., Hay, C., Henson, W., Hochheim, K., Laplante, A., Martin, R., Melzer, M. et Zhang, S. (2010) : Storm Studies in the Arctic (STAR); *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 91, no. 1, p. 47–68. doi :10.1175/2009BAMS2693
- Hansom, J.D., Forbes, D.L. et Etienne, S. (2014) : The rock coasts of polar and sub-polar regions; dans *Rock Coasts of the World*, D.M. Kennedy, W.J. Stephenson et L.A. Naylor (éd.); Geological Society of London, Lyell Collection, Memoirs, vol. 40, p. 263–281. doi :10.1144/M40.16
- Hartig, E.K., Gornitz, V., Kolker, A., Mushacke, F. et Fallon, D. (2002) : Anthropogenic and climate-change impacts on salt marshes of Jamaica Bay, New York City; *Wetlands*, vol. 22, no. 1, p. 71–89. doi :10.1672/0277-5212(2002)022
- Hays, J.D., Imbrie, J. et Shackleton, N.J. (1976) : Variations in the earth's orbit : pacemaker of the ice ages; *Science*, vol. 194, no. 4270, p. 1121–1132. doi :10.1002/esp.3350
- Heathfield, D.K., Walker, I.J. et Atkinson, D.E. (2013) : Erosive water level regime and climatic variability forcing of beach-dune systems on south-western Vancouver Island, British Columbia, Canada : *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 38, p. 751–762. doi : 10.1002/esp.3350
- Heginbottom, J.A., Dubreuil, M.-A. et Harker, P.A. (1995) : Pergélisol; Atlas national du Canada, 5e édition, Gouvernement du Canada, Ottawa, Ontario <<http://geogratis.gc.ca/api/en/nrcan-rncan/ess-sst/d1e2048b-ccff-5852-aaa5-b861bd55c367>>.
- Hemer, M. A., Fan, Y., Mori, N., Semedo, A. et Wang, X. L. (2013) : Projected changes in wave climate from a multi-model ensemble; *Nature Climate Change*, vol. 3, p. 471–476. doi :10.1038/NCLIMATE1791
- Hemer, M.A., Wang, X.L., Weisse, R. et Swail, VOL.R. (2012) : Advancing wind-waves climate science : the COWCLIP project; *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 93, no. 6, p. 791–796. doi :10.1175/BAMS-D-11-00184.1
- Hicklin, P.W. (1987) : The migration of shorebirds in the Bay of Fundy; *Wilson Bulletin*, vol. 99, no. 4, p. 540–570.
- Hill, P.R., Barnes, P.W., Hequette, A. et Ruz, M.-H. (1994) : Arctic coastal plain shorelines; dans *Coastal Evolution : Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*, R.W.G. Carter et C.D. Woodroffe (éd.); Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni, p. 341–372.
- Hill, P.R., Butler, R.W., Elnor, R.W., Houser, C., Kirwan, M.L., Lambert, A., Lintern, D.G., Mazzotti, S., Shaw, A., Sutherland, T., Levings, C., Morrison, S., Petersen, S. et Solomon, S. (2013) : Impacts of sea level rise on Roberts Bank (Fraser Delta, British Columbia); *Ressources naturelles Canada, Commission géologique du Canada, Dossier public 7259*, 71 p., <<http://geogratis.gc.ca/api/en/nrcan-rncan/ess-sst/c4813e59-f100-599f-8899-685fd6a34369.html>>.
- Hoque, M.A. et Pollard, W.H. (2009) : Arctic coastal retreat through block failure; *Revue canadienne de géotechnique*, vol. 46, no. 10, p. 1103–1115.
- Inman, D.L. (1987) : Accretion and erosion waves on beaches; *Shore and Beach*, vol. 55, p. 61–66.
- James, T.S., Clague, J.J., Wang, K. et Hutchinson, I. (2000) : Postglacial rebound at the northern Cascadia subduction zone; *Quaternary Science Reviews*, vol. 19, p. 1527–1541.
- James, T.S., Henton, J.A., Leonard, L.J., Darlington, A., Forbes, D.L. et Craymer, M. (2014) : Relative sea level rise projections for Canada and the adjacent mainland United States; *Commission géologique du Canada, Dossier public 7737*, 67 p., <http://ftp2.cits.mcan.gc.ca/pub/geot/ess_pubs/295/295574/of_7737.pdf>.
- James, T.S., Henton, J.A., Leonard, L.J., Darlington, A., Forbes, D.L. et Craymer, M. (2015) : Tabulated values of relative sea-level projections in Canada and the adjacent mainland United States; *Commission géologique du Canada, Dossier public 7942*, 81 p. doi:10.4095/297048
- Jevrejeva, S., Moore, J.C. et Grinsted, A. (2010) : How will sea level respond to changes in natural and anthropogenic forcings by 2100?; *Geophysical Research Letters*, vol. 37, no. 7, art. L07703. doi :10.1029/2010GL042947
- Jolicoeur, S. et O'Carroll, S. (2007) : Sandy barriers, climate change and long-term planning of strategic coastal infrastructures, Îles-de-la-Madeleine, Gulf of St. Lawrence (Québec, Canada); *Landscape and Urban Planning*, vol. 81, no. 4, p. 287–298. doi :10.1016/j.landurbplan.2007.01.011
- Jones, B.M., Arp, C.D., Jorgenson, M.T., Hinkel, K.M., Schmutz, J.A. et Flint, P.L. (2009) : Increase in the rate and uniformity of coastline erosion in Arctic Alaska; *Geophysical Research Letters*, vol. 36, no. 3, art. L03503. doi :10.1029/2008GL036205
- Katsman, C.A., Sterl, A., Beersma, J.J., van den Brink, H.W., Church, J.A., Hazeleger, W., Kopp, R.E., Kroon, D., Kwadijk, J., Lammersen, R., Lowe, J., Oppenheimer, M., Plag, H.-P., Ridley, J., von Storch, H., Vaughan, D.G., Vellinga, P., Vermeersen, L.L.A., van de Wal, R.S.W. et Weisse, R. (2011) : 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, no. 3–4, p. 617–645.
- Khon, V.C., Mokhov, I.I., Pogarskiy, F.A., Babanin, A., Dethloff, K., Rinke, A. et Matthes, H. (2014) : Wave heights in the 21st century Arctic Ocean simulated with a regional climate model; *Geophysical Research Letters*, vol. 41, no. 8, p. 2956–2961. doi :10.1002/2014GL059847
- Kirwan, M.L. et Murray, A.B. (2008a) : Tidal marshes as disequilibrium landscapes? Lags between morphology and Holocene sea level change; *Geophysical Research Letters*, vol. 35, no. 24, art. L24401. doi :10.1029/2008GL036050
- Kirwan, M.L. et Murray, A.B. (2008b) : Ecological and morphological response of brackish tidal marshland to the next century of sea level rise : Westham Island, British Columbia; *Global and Planetary Change*, vol. 60, no. 3–4, p. 471–486. doi :10.1016/j.gloplacha.2007.05.005
- Kirwan, M.L., Murray, A.B. et Boyd, W.S. (2008) : Temporary vegetation disturbance as an explanation for permanent loss of tidal wetlands; *Geophysical Research Letters*, vol. 35, no. 5, art. L05403. doi :10.1029/2007GL032681
- Kobayashi, N., Vidrine, J.C., Nairn, R.B. et Solomon, S.M. (1999) : Erosion of frozen cliffs due to storm surge on Beaufort Sea coast; *Journal of Coastal Research*, vol. 15, no. 2, p. 332–344.
- Konopczak, A.M., Manson, G.K. et Couture, N.J. (2014) : Variability of coastal change along the western Yukon coast; *Commission géologique du Canada, Dossier public 7516*, 73 p., <http://ftp2.cits.mcan.gc.ca/pub/geot/ess_pubs/293/293788/of_7516.pdf>.
- Laidre, K., Heide-Jørgensen, M.P., Stern, H. et Richard, P. (2012) : Unusual narwhal sea ice entrapments and delayed autumn freeze-up trends; *Polar Biology*, vol. 35, no. 1, p. 149–154.
- Lantuit, H. et Pollard, W.H. (2008) : Fifty years of coastal erosion and retrogressive thaw slump activity on Herschel Island, southern Beaufort Sea, Yukon Territory, Canada; *Geomorphology*, vol. 95, no. 1–2, p. 84–102.
- Lantuit, H., Overduin, P.P., Couture, N., Wetterich, S., Aré, F., Atkinson, D., Brown, J., Cherkashov, G., Drozdov, D., Forbes, D.L., Graves-Gaylor, A., Grigoriev, M., Hubberten, H.-W., Jordan, J., Jorgenson, T., Ødegård, R.S., Ogorodov, S., Pollard, W.H., Rachold, V., Sedenko, S., Solomon, S., Steenhuisen, F., Streletskaia, I. et Vasiliev, A. (2012) : The Arctic coastal dynamics database : a new classification scheme and statistics on Arctic permafrost coastlines; *Estuaries and Coasts*, vol. 35, no. 2, p. 383–400. doi :10.1007/s12237-010-9362-6

- Leont'yev, I.O. (2003) : Modeling erosion of sedimentary coasts in the western Russian Arctic; *Coastal Engineering*, vol. 47, n° 4, p. 413–429.
- Leont'yev, I.O. (2004) : Coastal profile modeling along the Russian Arctic coast; *Coastal Engineering*, vol. 51, n° 8–9, p. 779–794.
- MacDonald, E. (2010) : The Yankee gale, the August gale and popular culture on Prince Edward Island; *The Dalhousie Review*, Université Dalhousie, Halifax, Nouvelle-Écosse, vol. 90, n° 1, p. 95–110, <<https://ojs.library.dal.ca/dalhousiereview/article/view/dr901macdonald/1415>>.
- Mahmood, R., Pielke, R.A. Sr., Hubbard, K.G., Niyogi, D., Dirmeyer, P.A., McAlpine, C., Carleton, A.M., Hale, R., Gameda, S., Beltrán-Przekurat, A., Baker, B., McNider, R., Legates, D.R., Shepherd, M., Du, J., Blanken, P.D., Frauenfeld, O.W., Nair, U.S. et Fall, S. (2014) : Land cover changes and their biogeophysical effects on climate; *International Journal of Climatology*, vol. 34, n° 4, p. 929–953.
- Manson, G.K. (2002) : Subannual erosion and retreat of cohesive till bluffs, McNab's Island, Nova Scotia; *Journal of Coastal Research*, vol. 18, n° 3, p. 421–432.
- Manson, G.K. et Solomon, S.M. (2007) : Past and future forcing of Beaufort Sea coastal change; *Atmosphere-Ocean*, vol. 45, n° 2, p. 107–122.
- Mars, J.C. et Houseknecht, D.W. (2007) : Quantitative remote sensing study indicates doubling of coastal erosion rate in past 50 yr along a segment of the Arctic coast of Alaska; *Geology*, vol. 35, n° 7, p. 583–586.
- Marsh, P. et Schmidt, T. (1993) : Influence of a Beaufort Sea storm surge on channel levels in the Mackenzie Delta; *Arctic*, vol. 46, n° 1, p. 35–41.
- Mathew, S., Davidson-Arnott, R.G.D. et Ollerhead, J. (2010) : Evolution of a beach-dune system following a catastrophic storm overwash event : Greenwich Dunes, Prince Edward Island, 1936–2005; *Revue canadienne des sciences de la Terre*, vol. 47, n° 3, p. 273–290.
- Maxwell, J.B. (1981) : Climatic regions of the Canadian Arctic islands; *Arctic*, vol. 34, n° 3, p. 225–240.
- Maxwell, J. B. (1982) : The climate of the Canadian Arctic islands and adjacent waters (volume 2); dans *Climatological Studies*; Environnement Canada, Atmospheric Environment Service, n° 30, 589 p.
- Mazzotti, S., Jones, C. et Thomson, R.E. (2008) : Relative and absolute sea level rise in western Canada and northwestern United States from a combined tide gauge–GPS analysis; *Journal of Geophysical Research : Oceans*, vol. 113, art. C111019. doi :10.1029/2008JC004835
- Mazzotti, S., Lambert, A., van der Kooij, M. et Mainville, A. (2009) : Impact of anthropogenic subsidence on relative sea-level rise in the Fraser River delta; *Geology*, vol. 37, n° 9, p. 771–774. doi : 10.1130/G25640A.1
- McCann, S.B., éditeur (1980) : The coastline of Canada : littoral processes and shore morphology; Commission géologique du Canada, Étude 80-10, 439 p., <http://ftp2.cits.mcan.gc.ca/pub/geott/ess_pubs/102/102212/pa_80_10.pdf>.
- McCann, S.B. (1990) : An introduction to the coastal dunes of Atlantic Canada; dans *Proceedings of the Canadian Symposium on Coastal Dunes*, R.G.D. Davidson-Arnott (éd.); Conseil national de recherches du Comité associé de la recherche sur l'érosion des rivages et l'ensablement, Ottawa, Ontario p. 89–107.
- McCann, S.B. et Byrne, M.-L. (1989) : Stratification models for vegetated coastal dunes in Atlantic Canada; dans *Proceedings Royal Society of Edinburgh*, vol. 96B, p. 203–215.
- McKee, K., Rogers, K. et Saintilan, N. (2012) : Response of salt marsh and mangrove wetlands to changes in atmospheric CO₂, climate, and sea level; dans *Global Change and the Function and Distribution of Wetlands*, B.A. Middleton (éd.); *Global Change Ecology and Wetlands*, vol. 1, p. 63–96. doi :10.1007/978-94-007-4494-3_2
- Mekis, É. et Vincent, L.A. (2011) : An overview of the second generation adjusted daily precipitation dataset for trend analysis in Canada; *Atmosphere-Ocean*, vol. 49, n° 2, p. 163–177.
- Mesquita, M.S., Atkinson, D.E. et Hodges, K.I. (2010) : Characteristics and variability of storm tracks in the North Pacific, Bering Sea, and Alaska; *Journal of Climate*, vol. 23, n° 2, p. 294–311.
- Mesquita, M.S., Atkinson, D.E., Simmonds, I., Keay, K. et Gottschalck, J. (2009) : New perspectives on the synoptic development of the severe October 1992 Nome storm; *Geophysical Research Letters*, vol. 36, n° 13, art. L13808. doi :10.1029/2009GL038824
- Mitrovica, J.X., Gomez, N., Morrow, E., Hay, C. et Tamisiea, M.E. (2011) : On the robustness of predictions of sea level fingerprints; *Geophysical Journal International*, vol. 187, p. 729–742. doi : 10.1111/j.1365-246X.2011.05090.x
- Mitrovica, J.X., Tamisiea, M.E., Davis, J.L. et Milne, G.A. (2001) : Recent mass balance of polar ice sheets inferred from patterns of global sea-level change; *Nature*, vol. 409, n° 6823, p. 1026–1029.
- Moss, R.H., Edmonds, J.A., Hibbard, K.A., Manning, M.R., Rose, S.K., van Vuuren, D.P., Carter, T.R., Emori, S., Kainuma, M., Kram, T., Meehl, G.A., Mitchell, J.F.B., Nakicenovic, N., Riahi, K., Smith, S.J., Stouffer, R.J., Thomson, A.M., Weyant, J.P. et Wilbanks, T.J. (2010) : The next generation of scenarios for climate change research and assessment; *Nature*, vol. 463, n° 7282, p. 747–756.
- Mueller, D.R., Vincent, W.F. et Jeffries, M.O. (2003) : Break-up of the largest Arctic ice shelf and associated loss of an epishelf lake; *Geophysical Research Letters*, vol. 30, n° 20, art. 2031. doi :10.1029/2003GL017931
- Nakićenović, N., Davidson, O., Davis, G., Grübler, A., Kram, T., Lebre La Rovere, E., Metz, B., Morita, T., Pepper, W., Pitcher, H., Sankovski, A., Shukla, P. Swart, R., Watson, R. et Dadi, Z. (2000) : Special Report on Emissions Scenarios; a special report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 599 p.
- National Research Council (2012) : Sea-Level Rise for the Coasts of California, Oregon, and Washington : Past, Present, and Future; The National Academy Press, Washington, District de Columbia, 201 p.
- New Zealand Ministry for the Environment (2008) : Coastal hazards and climate change : a guidance manual for local government in New Zealand (2e édition); New Zealand Ministry for the Environment, Wellington, Nouvelle-Zélande, 129 p., <<http://www.mfe.govt.nz/sites/default/files/coastal-hazards-climate-change-guidance-manual.pdf>>.
- Nicholls, R.J., Hanson, S.E., Lowe, J.A., Warrick, R.A., Lu, X., Long, A.J. et Carter, T.A. (2011) : Constructing sea-level scenarios for impact and adaptation assessment of coastal areas : a guidance document; Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Task Group on Data and Scenario Support for Impact and Climate Analysis, Genève, Suisse, 47 p., <http://www.ipcc-data.org/docs/Sea_Level_Scenario_Guidance_Oct2011.pdf>.
- O'Carroll, S., Bérubé, D., Forbes, D.L., Hanson, A., Jolicoeur, S. et Fréchette, A. (2006) : Coastal erosion; dans *Impacts of Sea-Level Rise and Climate Change on the Coastal Zone of Southeastern New Brunswick*, R. Daigle (éd.); Environnement Canada, p. 324–401, <<http://publications.gc.ca/collections/Collection/En84-45-2006E.pdf>>.
- Ollerhead, J., Davidson-Arnott, R.G.D., Walker, I.J. et Mathew, S. (2013) : Annual to decadal morphodynamics of the foredune system at Greenwich Dunes, Prince Edward Island, Canada; *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 38, n° 3, p. 284–298.
- Orford, J.D., Jennings, S.C. et Forbes, D.L. (2001) : Origin, development, reworking and breakdown of gravel-dominated coastal barriers in Atlantic Canada : future scenarios for the British coast; dans *Ecology and Geomorphology of Coastal Shingle*, (éd.) J.R. Packham, R.E. Randall, R.S.K. Barnes and A. Neal; Westbury Academic and Scientific Publishing, Otley, Royaume-Uni, p. 23–55.
- Orson, R.A., Simpson, R.L. et Good, R.E. (1990) : Rates of sediment accumulation in a tidal freshwater marsh; *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 60, n° 6, p. 859–869.
- Overeem, I., Anderson, R.S., Wobus, C.W., Clow, G.D., Urban, F.E. et Matell, N. (2011) : Sea ice loss enhances wave action at the Arctic coast; *Geophysical Research Letters*, vol. 38, n° 17, art. L17503. doi :10.1029/2011GL048681
- Parkes, G.S. et Ketch, L.A. (2002) : Storm-surge climatology; dans *Coastal Impacts of Climate Change and Sea-Level Rise on Prince Edward Island*, D.L. Forbes et R.W. Shaw (éd.); Commission géologique du Canada, Dossier public 4261, Document de soutien 2, 86 p., <<http://geogratis.gc.ca/api/en/nrcan-mcan/ess-sst/b127e3eb-9238-50ef-a5d5-1a4b62601e82.html>>.
- Parkes, G.S., Manson, G.K., Chagnon, R. et Ketch, L.A. (2006) : Storm-surge, wind, wave and ice climatology; dans *Impacts of Sea-Level Rise and Climate Change on the Coastal Zone of Southeastern New Brunswick*, R. Daigle (éd.); Environnement Canada, p. 95–262, <<http://publications.gc.ca/collections/Collection/En84-45-2006E.pdf>>.
- Parris, A., Bromirski, P., Burkett, V., Cayan, D., Culver, M., Hall, J., Horton, R., Knutti, K., Moss, R., Obeysekera, J., Sallenger, A. et Weiss, J. (2012) : Global sea level rise scenarios for the US National Climate Assessment; NOAA Technical Memo OAR CPO-1, 37 p.
- Peltier, W.R. (2004) : 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, p. 111–149.
- Pfeffer, W.T., Harper, J.T. et O'Neel, S. (2008) : Kinematic constraints on glacier contributions to 21st-century sea-level rise; *Science*, vol. 321, n° 5894, p. 1340–1343.
- Phillips, J.D. (1999) : Event timing and sequence in coastal shoreline erosion : Hurricanes Bertha and Fran and the Neuse Estuary; *Journal of Coastal Research*, vol. 15, n° 3, p. 616–623.

- Pielke, R.A. Sr., Pitman, A., Niyogi, D., Mahmood, R., McAlpine, C., Hossain, F., Goldewijk, K.K., Nair, U., Betts, R., Fall, S., Reichstein, M., Kabat, P. et de Noblet, N. (2011) : Land use/land cover changes and climate : modeling analysis and observational evidence; *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change*, vol. 2, n° 6, p. 828–850. doi :10.1002/wcc.144
- Pinna Sustainability (2013) : Atmospheric Rivers State of Knowledge Report; rapport non publié préparé à l'intention de Pacific Climate Impacts Consortium, Pacific Institute for Climate Solutions et BC Ministry of Environment, 10 p., <<http://www.pacificclimate.org/sites/default/files/publications/Atmospheric%20Report%20Final%20Revised.pdf>>.
- Pisaric, M.F., Thienpont, J.R., Kokelj, S.V., Nesbitt, H., Lantz, T.C., Solomon, S. et Smol, J.P. (2011) : Impacts of a recent storm surge on an Arctic delta ecosystem examined in the context of the last millennium; *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, vol. 108, n° 22, p. 8960–8965.
- Rahmstorf, S. (2007) : A semi-empirical approach to projecting future sea-level rise; *Science*, vol. 315, n° 5810, p. 368–370.
- Ralph, F.M. et Dettinger, M.D. (2012) : Historical and national perspectives on extreme west coast precipitation associated with atmospheric rivers during December 2010; *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 93, n° 6, p. 783–790.
- Rampton, V.N. et Bouchard, M. (1975) : Surficial geology of Tuktoyaktuk, District of Mackenzie; *Commission géologique du Canada, Étude 74–53*, 17 p. et Carte 5–1974, <<http://geoscan.nrcan.gc.ca/starweb/geoscan/servlet.starweb?path=geoscan/fulle.web&search1=R=102560>>.
- Reimnitz, E. et Maurer, D.K. (1979) : Effects of storm surges on the Beaufort Sea coast, northern Alaska; *Arctic*, vol. 32, n° 4, p. 329–344.
- Reimnitz, E., Barnes, P.W. et Harper, J.R. (1990) : A review of beach nourishment from ice transport of shoreface materials, Beaufort Sea, Alaska; *Journal of Coastal Research*, vol. 6, n° 2, p. 439–470.
- Ressources naturelles Canada (2007) : Précipitations totales moyennes annuelles; Atlas national du Canada., Ressources naturelles Canada, Secteur des sciences de la Terre, <<http://geogratis.gc.ca/api/en/nrcan-rncan/ess-sst/d8fb41f0-8893-11e0-92bb-6cf049291510>>.
- Reynolds, R.W. et Smith, T.M. (1995) : A high-resolution global sea surface temperature climatology; *Journal of Climate*, vol. 8, p. 1571–1583. doi : <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(1995\)08<1571:AHRGSS>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(1995)08<1571:AHRGSS>2.0.CO;2)>
- Roberts, B.A. et Robertson, A. (1986) : Salt marshes of Atlantic Canada : their ecology and distribution; *Revue canadienne de botanique*, vol. 64, n° 2, p. 455–467.
- Roberts, E., Nawri, N. et Stewart, R.E. (2008) : On the storms passing over southern Baffin Island during autumn 2005; *Arctic*, vol. 61, n° 3, p. 309–321.
- Rockström, J., Steffen, W., Noone, K., Persson, Å., Chapin, F.S., III, Lambin, E., Lenton, T.M., Scheffer, M., Folke, C., Schellnhuber, H.J., Nykvist, B., de Wit, C.A., Hughes, T., van der Leeuw, S., Rodhe, H., Sörlin, S., Snyder, P.K., Costanza, R., Svedin, U., Falkenmark, M., Karlberg, L., Corell, R.W., Fabry, V.J., Hansen, J., Walker, B., Liverman, D., Richardson, K., Crutzen, P. et Foley, J.A. (2009) : A safe operating space for humanity; *Nature*, vol. 461, n° 7263, p. 472–475.
- Rogelj, J., Meinshausen, M. et Knutti, R. (2012) : Global warming under old and new scenarios using IPCC climate sensitivity range estimates; *Nature Climate Change*, vol. 2, p. 248–253. doi : 10.1038/NCLIMATE1385
- Rosati, J.D., Dean, R.G. et Walton, T.L. (2013) : The modified Bruun Rule extended for landward transport; *Marine Geology*, vol. 340, p. 71–81.
- Ruddiman, W., Vavrus, S., Kutzbach, J. et He, F. (2014) : Does pre-industrial warming double the anthropogenic total?; *The Anthropocene Review*, vol. 1, n° 2, p. 147–53.
- Ruffman, A. (1999) : A multidisciplinary and interscientific study of the Saxby Gale : an October 4–5, 1869 hybrid hurricane and record storm surge; *Bulletin de la Société canadienne de météorologie et d'océanographie (SCMO)*, vol. 27, n° 3, p. 67–73.
- Scavia, D., Field, J.C., Boesch, D.F., Buddemeier, R.W., Burkett, V., Cayan, D.R., Fogarty, M., Harwell, M.A., Howarth, R.W., Mason, C., Reed, D.J., Royer, T.C., Sallenger, A.H. et Titus, J.G. (2002) : Climate change impacts on U.S. coastal and marine ecosystems; *Estuaries*, vol. 25, n° 2, p. 149–164.
- Šeparović, L., Alexandru, A., Laprise, R., Martynov, A., Sushama, L., Winger, K., Tete, K. et Valin, M. (2013) : Present climate and climate change over North America as simulated by the fifth-generation Canadian regional climate model; *Climate Dynamics*, vol. 41, n° 11–12, p. 3167–3201.
- Shabbar, A. et Khandekar, M. (1996) : The impact of El Niño–Southern oscillation on the temperature field over Canada : research note; *Atmosphere–Ocean*, vol. 34, n° 2, p. 401–416.
- Shaw, J. et Ceman, J. (1999) : Salt-marsh aggradation in response to late-Holocene sea-level rise at Amherst Point, Nova Scotia, Canada; *The Holocene*, vol. 9, n° 4, p. 439–451. doi :0.1191/095968399668027869
- Shaw, J., Gareau, P. et Courtney, R.C. (2002) : Palaeogeography of Atlantic Canada 13–0 kyr; *Quaternary Science Reviews*, vol. 21, n° 16–17, p. 1861–1878.
- Shaw, J., Taylor, R.B., Forbes, D.L., Ruz, M.-H. et Solomon, S. (1998) : Sensitivity of the coasts of Canada to sea level rise; *Commission géologique du Canada, Bulletin 505, 79 p.*, <<http://open.canada.ca/data/en/dataset/b321c920-4f4e-50c5-bfea-103b961b6ebc>>.
- Shugar, D.H., Walker, I.J., Lian, O.B., Eamer, J.B.R., Neudorf, C., McLaren, D. et Fedje, D. (2014) : Post-glacial sea-level change along the Pacific coast of North America; *Quaternary Science Review*, vol. 97, p. 170–192. doi : 10.1016/j.quascirevol.2014.05.022
- Simmonds, I. et I. Rudeva, I. (2012) : The great Arctic cyclone of August 2012; *Geophysical Research Letters*, vol. 39, n° 23, art. L23709. doi :10.1029/2012GL054259
- Solomon, S.M. (2005) : Spatial and temporal variability of shoreline change in the Beaufort–Mackenzie region, Northwest Territories, Canada; *Geo-Marine Letters*, vol. 25, n° 2–3, p. 127–137.
- Solomon, S.M. et Covill, R. (1995) : Impacts of the September 1993 storm on the Beaufort Sea; dans *Proceedings of the 1995 Canadian Coastal Conference, 18–21 octobre 1995*, Dartmouth, Nouvelle-Écosse; Canadian Coastal Science and Engineering Association, vol. 2, p. 779–795.
- Squire, V.A. (2007) : Of ocean waves and sea-ice revisited; *Cold Regions Science and Technology*, vol. 49, n° 2, p. 110–133.
- Stamrmerjohn, S., Massom, R., Rind, D. et Martinson, D. (2012) : Regions of rapid sea ice change : an inter-hemispheric seasonal comparison; *Geophysical Research Letters*, vol. 39, n° 6, art. L06501. doi :10.1029/2012GL050874
- Stern, N. (2007) : *The Economics of Climate Change : the Stern Review*; Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni, 712 p.
- Stewart, R.E., Bachand, D., Dunkley, R.R., Giles, A.C., Lawson, B., Legal, L., Miller, S.T., Murphy, B.P., Parker, M.N., Paruk, B.J. et Yau, M.K. (1995) : Winter storms over Canada; *Atmosphere–Ocean*, vol. 33, n° 2, p. 223–247. doi :10.1080/07055900.1995.9649533
- St-Hilaire-Gravel, D., Bell, T. et Forbes, D.L. (2010) : Raised gravel beaches as proxy indicators of past sea-ice and wave conditions, Lowther Island, Canadian Arctic Archipelago; *Arctic*, vol. 63, n° 2, p. 213–226.
- St-Hilaire-Gravel, D., Forbes, D.L. et Bell, T. (2012) : Multitemporal analysis of a gravel-dominated coastline in the central Canadian Arctic Archipelago; *Journal of Coastal Research*, vol. 28, n° 2, p. 421–441.
- St-Hilaire-Gravel, D., Forbes, D.L. et Bell, T. (2015) : Evolution and morphodynamics of a prograded beach-ridge foreland, northern Baffin Island, Canadian Arctic Archipelago; *Geografiska Annaler : Series A, Physical Geography*, p. 1–21. doi :10.1111/geoa.12103
- Stirling, I. et Derocher, A.E. (2012) : Effects of climate warming on polar bears : a review of the evidence; *Global Change Biology*, vol. 18, n° 9, p. 2694–2706.
- Stroeve, J.C., Serreze, M.C., Holland, M.M., Kay, J.E., Malanik, J. et Barrett, A.P. (2012) : The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover : a research synthesis; *Climatic Change*, vol. 110, n° 3–4, p. 1005–1027.
- Taylor, R.B., Forbes, D.L., Frobel, D., Manson, G.K. et Shaw, J. (2014) : Coastal geoscience studies at the Bedford Institute of Oceanography, 1962–2012; dans *Voyage of Discovery : Fifty Years of Marine Research at Canada's Bedford Institute of Oceanography*, D.N. Nettleship, D.C. Gordon, C.F.M. Lewis, et M.P. Latremouille (éd.); Bedford Institute of Oceanography–Oceans Association, Dartmouth, Nouvelle-Écosse, p. 197–204.
- Taylor, R.B., Frobel, D., Forbes, D.L. et Mercer, D. (2008) : Impacts of post-tropical storm Noel (November, 2007) on the Atlantic coastline of Nova Scotia; *Commission géologique du Canada, Dossier public 5802, 86 p.*, <http://ftp2.cits.mcan.gc.ca/pub/geott/ess_pubs/225/225116/of_5802.pdf>.
- Thevenot, M.M. et Kraus, N.C. (1995) : Longshore sand waves at Southampton Beach, New York : observation and numerical simulation of their movement; *Marine Geology*, vol. 126, n° 1–4, p. 249–269. doi :10.1016/0025-3227(95)00081-9
- Thomson, J. et Rogers, W.E. (2014) : Swell and sea in the emerging Arctic Ocean; *Geophysical Research Letters*, vol. 41, n° 9, p. 3136–3140. doi :10.1002/2014GL059983
- Thomson, R.E., Bornhold, B.D. et Mazzotti, S. (2008) : An examination of the factors affecting relative and absolute sea level in coastal British Columbia; *Rapport technique canadien sur l'hydrographie et les sciences océaniques 260, 49 p.*, <<http://www.dfo-mpo.gc.ca/Library/335209.pdf>>.
- Torio, D.D. et Chmura, G.L. (2013) : Assessing coastal squeeze of tidal wetlands; *Journal of Coastal Research*, vol. 29, n° 5, p. 1049–1061. doi :10.2112/JCOASTRES-D-12-00162

- Travaux publics et Services gouvernementaux Canada (1971) : Beaufort Sea storm : investigation of effects in the Mackenzie Delta Region; rapport non publié, Gouvernement du Canada, Ottawa, Ontario, 23 p.
- van Proosdij, D. et Townsend, S. (2006) : Spatial and temporal patterns of salt marsh colonization following causeway construction in the Bay of Fundy; *Journal of Coastal Research*, Special Issue 39, p. 1858–1862.
- van Proosdij, D., Ollerhead, J. et Davidson-Arnott, R.G.D. (2006) : Seasonal and annual variations in the volumetric sediment balance of a macro-tidal salt marsh; *Marine Geology*, vol. 225, n° 1–4, p. 103–127.
- Verhagen, H.J. (1989) : Sand waves along the Dutch coast; *Coastal Engineering*, vol. 13, n° 2, p. 129–147. doi :10.1016/0378-3839(89)90020-3
- Vermaire, J.C., Pisaric, M.F., Thienpont, J.R., Courtney Mustaphi, C.J., Kokelj, S.V. et Smol, J.P. (2013) : Arctic climate warming and sea ice declines lead to increased storm surge activity; *Geophysical Research Letters*, vol. 40, n° 7, p. 1386–1390.
- Vermeer, M. et Rahmstorf, S. (2009) : Global sea level linked to global temperature; *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, vol. 106, n° 51, p. 21527–21532.
- Vincent, L.A. et Mekis, É. (2006) : Changes in daily and extreme temperature and precipitation indices for Canada over the twentieth century; *Atmosphere-Ocean*, vol. 4, n° 2, p. 177–193. doi :10.3137/ao440205
- Vincent, L.A., Wang, X.L., Milewska, E.J., Wan, H., Yang, F. et Swail, V. (2012) : A second generation of homogenized Canadian monthly surface air temperature for climate trend analysis; *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 117, art. D18110. doi :10.1029/2012JD017859
- Vose, R.S., Applequist, S., Bourassa, M.A., Pryor, S.C., Barthelmie, R.J., Blanton, B., Bromirski, P.D., Brooks, H.E., DeGaetano, A.T., Dole, R.M., Easterling, D.R., Jensen, R.E., Karl, T.R., Katz, R.W., Klink, K., Kruk, M.C., Kunkel, K.E., MacCracken, M.C., Peterson, T.C., Shein, K., Thomas, B.R., Walsh, J.E., Wang, X.L., Wehner, M.F., Wuebbles, D.J. et Young, R.S. (2014) : Monitoring and understanding changes in extremes : extratropical storms, winds, and waves; *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 95, n° 3, p. 377–386. doi :10.1175/BAMS-D-12-00162.1
- Wadhams, P., Squire, V.A., Goodman, D.J., Cowan, A.M. et Moore, S.C. (1988) : The attenuation rates of ocean waves in the marginal ice zone; *Journal of Geophysical Research : Oceans*, vol. 93, n° C6, p. 6799–6818.
- Walker, I.J. et Barrie, J.V. (2006) : Geomorphology and sea-level rise on one of Canada's most 'sensitive' coasts : northeast Graham Island, British Columbia; *Journal of Coastal Research*, Special Issue 39, p. 220–226.
- Wang, M. et Overland, J.E. (2009) : A sea ice free summer Arctic within 30 years?; *Geophysical Research Letters*, vol. 36, art. L07502. doi :10.1029/2009GL037820
- Wang, X.L. (2006) : Climatology and trends in some adverse and fair weather conditions in Canada, 1953–2004; *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 111, n° D9. doi :10.1029/2005JD006155
- Wang, X.L., Feng, Y. et Swail, V.R. (2012) : North Atlantic wave height trends as reconstructed from the 20th century reanalysis; *Geophysical Research Letters*, vol. 39, n° 18, art. L18705. doi :10.1029/2012GL053381
- Wang, X.L., Feng, Y. et Swail, V.R. (2014a) : Changes in global ocean wave heights as projected using multimodel CMIP5 simulations; *Geophysical Research Letters*, vol. 41, p. 1026–1034. doi :10.1002/2013GL058650
- Wang, X.L., Feng, Y. et Vincent, L.A. (2014b) : Observed changes in one-in-20 year extremes of Canadian surface air temperatures; *Atmosphere-Ocean*, vol. 52, n° 3, p. 222–231.
- Wang, X.L., Wan, H. et Swail, V.R. (2006) : Observed changes in cyclone activity in Canada and their relationships to major circulation regimes; *Journal of Climate*, vol. 19, n° 6, p. 896–915.
- Warren, F.J. et Lemmen, D.S. (2014) : Synthèse; dans *Vivre avec les changements climatiques au Canada : perspectives des secteurs relatives aux impacts et à l'adaptation*, (éd.) F.J. Warren et D.S. Lemmen; Gouvernement du Canada, Ottawa, p. 1–18, <http://www.nrcan.gc.ca/sites/www.nrcan.gc.ca/files/earthsciences/pdf/assess/2014/pdf/Synthese_Fra.pdf>.
- Webster, T. (2012) : Coastline change in Prince Edward Island, 1968–2010 and 2000–2010; Solutions d'adaptation aux changements climatiques pour l'Atlantique, 36 p., <http://atlanticadaptation.ca/sites/discoveryspace.uepi.ca/acasa/files/ACASA%20PEI%20Coastal%20Change%20from%201968-2010%20and%202000-2010_2.pdf>.
- Webster, T.L. et Forbes, D.L. (2006) : Airborne laser altimetry for predictive modeling of coastal storm-surge flooding; dans *Remote Sensing of Aquatic Coastal Ecosystem Processes*, L.L. Richardson et E.F. LeDrew (éd.); Springer, Dordrecht, Pays-Bas, p. 157–182.
- Webster, T., Forbes, D.L., Dickie, S., Covill, R.A. et Parkes, G.S. (2002) : Airborne imaging, digital elevation models and flood maps; dans *Coastal Impacts of Climate Change and Sea-Level Rise in Prince Edward Island*, D.L. Forbes et R.W. Shaw (éd.), Commission géologique du Canada, Dossier public 4261, 31 p.
- Webster, T., McGuigan, K., Collins, K. et MacDonald, C. (2014) : Integrated river and coastal hydrodynamic flood risk mapping of the LaHave River estuary and town of Bridgewater, Nova Scotia, Canada; *Water*, vol. 6, n° 3, p. 517–546.
- Whalen, D., Fraser, P., Forbes, D.L., Manson, G.K., Hynes, S., James, T.S., Szlavko, B. et Couture, N.J. (2012) : Coastal change in the Canadian Beaufort Sea – findings and observations based on the synthesis of coastal geoscience data to support BREa; résumés de présentation orale, Arctic Change 2014, Ottawa, p. 197–198, <<http://www.arcticnetmeetings.ca/ac2014/docs/web-oral-presentation.pdf>>.
- Wobus, C., Anderson, R.S., Overeem, I., Matell, N., Clow, G. et Urban, F. (2011) : Thermal erosion of a permafrost coastline : improving process-based models using time-lapse photography; *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, vol. 43, n° 3, p. 474–484. doi :10.1657/1938-4246-43.3.474
- Wolfe, S.A., Walker, I.J. et Huntley, D.J. (2008) : Holocene coastal reconstruction, Naikoon peninsula, Queen Charlotte Islands, British Columbia; *Commission géologique du, Recherches en cours 2008-12*, 16 p., <http://ftp2.cits.mcan.gc.ca/pub/geott/ess_pubs/225/225498/cr_2008_12.pdf>.
- Wolinsky, M.A. (2009) : A unifying framework for shoreline migration : 1. Multiscale shoreline evolution on sedimentary coasts; *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, vol. 114, art. F01008. doi :10.1029/2007JF000855
- Wolinsky, M.A. et Murray, A.B. (2009) : A unifying framework for shoreline migration : 2. Application to wave-dominated coasts; *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, vol. 114, art. F01009. doi :10.1029/2007JF000856
- Wong, P.P., Losada, I.J., Gattuso, J.-P., Hinkel, J., Khattabi, A., McInnes, K.L., Saito, Y. et Sallenger, A. (2014) : Coastal systems and low-lying areas; dans *Climate Change 2014 : Impacts, Adaptation, and Vulnerability, Part A : Global and Sectoral Aspects; contribution du Groupe de travail II au Cinquième rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC)*, C.B. Field, V.R. Barros, D.J. Dokken, K.J. Mach, M.D. Mastrandrea, T.E. Bilir, M. Chatterjee, K.L. Ebi, Y.O. Estrada, R.C. Genova, B. Girma, E.S. Kissel, A.N. Levy, S. MacCracken, P.R. Mastrandrea et L.L. White (éd.); Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, New York, p. 361–409, <http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar5/wg2/WGIIAR5-Chap5_FINAL.pdf>.
- Wood, M.E., Kelley, J.T. et Belknap, D.F. (1989) : Patterns of sediment accumulation in the tidal marshes of Maine; *Estuaries*, vol. 12, n. 4, p. 237–246.
- Woodroffe, C.D., Nicholls, R.J., Burkett, V. et Forbes, D.L. (2014) : The impact of climate change on coastal ecosystems; dans *Oceans and Human Health : Implications for Society and Well-Being*, R.E. Bowen, M.H. Depledge, C.P. Carlarne et L.E. Fleming (éd.); Wiley-Blackwell, Chichester, Royaume-Uni, p. 141–176.
- Yin, J. (2012) : Century to multi-century sea level rise projections from CMIP5 models; *Geophysical Research Letters*, vol. 39, art. L17709. doi :10.1029/2012GL052947
- Yin, J., Griffies, S.M. et Stouffer, R.J. (2010) : Spatial variability of sea level rise in twenty-first century projections; *Journal of Climate*, vol. 23, n° 17, p. 4585–4607.
- Young, I.R., Zieger, S. et Babanin, A.V. (2011) : Global trends in wind speed and wave height; *Science*, vol. 332, p. 451–455. doi :10.1126/science.1197219
- Zhang, X., Hogg, W.D. et Mekis, É. (2001) : Spatial and temporal characteristics of heavy precipitation events over Canada; *Journal of Climate*, vol. 14, n° 9, p. 1923–1936.