

INSTITUT NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

CENTRE EAU TERRE ENVIRONNEMENT

QUÉBEC

**Les différents processus conduisant à l'érosion côtière du Québec
maritime et le lien avec les analyses statistiques et les indicateurs
climatiques potentiels.**

Rapport d'étape

Par

Khawla Riahi

Jacob Stolle

Christian Charron

Taha Ouarda

André St-Hilaire

Référence à citer : Riahi, K, Stolle, J, Charron, C, Ouarda, TBMJ et St-Hilaire, A. (2022). Les différents processus conduisant à l'érosion côtière du Québec maritime et le lien avec les analyses statistiques et les indicateurs climatiques potentiels. Rapport d'étape. Québec, Institut national de la recherche scientifique, Centre Eau Terre Environnement, iv, 53 pages (rapport de recherche R2089).

© INRS, Centre - Eau Terre Environnement, 2022
Tous droits réservés

ISBN : 978-2-89146-967-8 (version électronique)

Dépôt légal - Bibliothèque et Archives nationales du Québec, 2022
Dépôt légal - Bibliothèque et Archives Canada, 2022

Table des matières

LISTE DES TABLEAUX	iii
LISTE DES FIGURES	iii
1. INTRODUCTION	1
2. CAUSES DE L'ÉROSION CÔTIÈRE	2
3. Approches existantes pour l'est du Québec.....	7
4. DES MODÈLES PHYSIQUES À COMPLEXITÉ RÉDUITE.....	9
4.1. Transport transversal	10
Bruun (1962)	10
Miller and Dean (2004)	12
Larson et al. (2004).....	14
Yates et al. (2009).....	16
ShoreFor.....	17
4.2. Transport par la dérive littorale	19
Coastal Engineering Research Council (CERC)	19
Kamphuis (1991).....	20
4.3. Modèles généralisés	20
Coastal One-line Assimilated Simulation Tool (CoSMoS-COAST)	21
LX-Shore	22
Coupled, Longshore, and Fore-dune Evolution Model (COCOONED).....	23
4.4. Côtes rocheuses et argileuses	24
5. PARAMÈTRES IMPORTANTS	26
5.1. Hydrodynamique	26
5.2. Géomorphologie	28
6. ANALYSE DE RISQUE	32
7. MODÈLES DE TÉLÉ-CONNEXION APPLIQUÉS À DES VARIABLES CONNEXES	35
7.1. Les approches proposées	38
7.1.1. Analyse fréquentielle	38
7.1.1.1. Analyse fréquentielle locale	38
7.1.1.2 Analyse fréquentielle régionale.....	39
7.1.2. Analyse fréquentielle non-stationnaire	42
CONCLUSION	44
8. BIBLIOGRAPHIE	46

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1: Types de côtes au Québec (Bernatchez et al., 2016)	2
Tableau 2: Différentes Causes de l'érosion côtière et processus associés.....	3
Tableau 3: Classement des variables de l'indice de vulnérabilité côtière, pour les côtes canadiennes adapté de (Gornitz, 1991). Les variables explicatives seront utilisées pour chaque regroupement de type de côtes identifiées comme voisinage homogène pour les analyses régionales décrites ci-dessous.....	31

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Exemple de méthodes linéaires d'extrapolation du déplacement cumulatif côtier à une station (Source : D. Lavallée, MTQ, 2022).	7
Figure 2 : Régression linéaire des déplacements cumulatifs en fonction du temps. Exemple de Tombolo.	8
Figure 3: Régression linéaire des déplacements cumulatifs en fonction du temps. Exemple d'une terrasse de plage.	8
Figure 4: Régression linéaire des déplacements cumulatifs en fonction du temps. Exemple d'une falaise rocheuse.....	9
Figure 5: Croquis conceptuel de la règle de Bruun (Ranasinghe et al., 2012).	11
Figure 6: Croquis conceptuel du modèle de Miller et Dean (2004).	13
Figure 7: Croquis conceptuel du modèle de Larson et al. (2004).....	15
Figure 8: Croquis conceptuel du modèle SCAPE (adapté de Walkden et Hall (2005)).....	25

1. INTRODUCTION

L'érosion et l'accrétion côtières ont toujours existé et ont contribué à façonner les côtes actuelles. Aujourd'hui, l'érosion côtière est un sujet de discussion majeur à l'échelle mondiale. De nombreux littoraux dans le monde ont été classés comme vulnérables à l'érosion côtière en raison des impacts couplés du changement climatique, par le biais de la hausse globale du niveau marin, et des activités anthropiques intensifiées (Bird, 1985; Emery & Aubrey, 1991; Komar, 1998; Peck & Williams, 2003). C'est notamment un aléa qui affecte le littoral du Québec maritime (les côtes des régions de la Côte-Nord, du Bas-Saint-Laurent, de la Gaspésie et des Îles-de-la-Madeleine).

Au Québec, les côtes qui bordent le golfe et l'estuaire du Saint-Laurent dépassent les 3000 kilomètres et environ 2245 km de routes et autoroutes sont exposés d'une manière ou d'une autre aux risques côtiers (Bernatchez, 2016b ; Drejza et al., 2019). Les données actuelles montrent que le recul du littoral dans les formations meubles varie entre 0,5 m/an et 2 m/an. Les impacts de l'accélération de ce phénomène ont été observés aussi bien sur le plan socio-économique (altérer des bâtiments et des infrastructures construites à proximité du littoral : réseaux routiers, ferroviaire,...) que sur le plan écologique (perte et modification d'habitats) (Bernatchez & Dubois, 2004). Cette érosion devrait se poursuivre ou s'accélérer dans le contexte des changements climatiques (Bernatchez et al., 2015).

La côte du Québec présente une gamme diversifiée de géomorphologie, généralement cloisonnée par le type de côte (Bernatchez, 2016a ; Bernatchez, 2016b ; Saint-Laurent, 2017). Les principaux types de côtes sont énumérés et brièvement décrits dans le tableau 1.

Tableau 1: Types de côtes au Québec (Bernatchez et al., 2016)

<i>Côtes naturelles non consolidées</i>	
Plage	Accumulation de sable ou de gravier le long d'un plan d'eau.
Terrasse du littoral	Région plate avec une dune ou une petite falaise généralement bordée par une plage.
Flèche côtière	Accumulation de sable ou de gravier avec une extrémité libre créée par le transport de la dérive littorale.
Tombolo	Une étroite bande de terre formée par l'accumulation de sable ou de gravier reliant deux formes de relief.
Falaises non consolidées	Accumulation d'argile, de limon et de sable normalement formée par l'érosion et l'effondrement des zones littorales.
Marais	Zones de végétation aquatique caractérisées par des sédiments fins accumulés.
<i>Côtes naturelles consolidées</i>	
Côtes rocheuses	Sédiments consolidés formés par l'exposition de la roche-mère à la masse d'eau.
Falaises rocheuses	Un rivage rocheux abrupt, une falaise rocheuse fortement altérée par les intempéries.
<i>Autres</i>	
Remblai	Sédiments déposés pour récupérer des zones de l'environnement côtier.
Structures artificielles	Structures anthropiques placées pour diverses raisons, notamment la protection des côtes et les activités portuaires.

2. CAUSES DE L'ÉROSION CÔTIÈRE

L'érosion côtière est un phénomène global qui résulte de multiples processus et facteurs agissant collectivement sur la morphologie des environnements côtiers (Bernatchez &

Dubois, 2004; Carter, 2013). Le tableau 2 récapitule brièvement les différents facteurs qui peuvent être la cause de la prévalence moderne de l'érosion côtière sur les littoraux mondiaux.

Tableau 2: Différentes Causes de l'érosion côtière et processus associés

Types de processus	Processus d'érosion	Description
Aérodynamiques /hydrodynamiques	Élévation à court terme du niveau marin causée par les effets combinés de l'action des vagues, des marées de vive eau et des tempêtes.	Ces effets combinés peuvent faire monter le niveau de la mer de plus de 2,0 m, inondant les plages et déplaçant la zone de déferlement hors de la mer, provoquant une forte érosion le long des plages et mettant en péril les constructions humaines le long du littoral. Plusieurs auteurs ont démontré que ce processus est responsable de l'érosion du littoral de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent (Bernatchez, 2003; Dionne & Bouchard, 2000; Lessard & Dubois, 1984; Valton et al., 1983).
	L'action du vent	Les vents dominants affectent les côtes sablonneuses en transportant d'importantes quantités de sable et déplaçant ainsi les dunes (Bergeron et al., 1983; Bernatchez & Dubois, 2004; Welsted, 1960)
	Effet de la hausse du niveau marin à long terme. La hausse globale du niveau marin relatif a été de 1 mm/an à 2 mm/an depuis un siècle (Gornitz, 1995; Mörner, 2004; Woodworth et al., 1999).	À long terme la hausse du niveau marin entraîne l'accélération de l'érosion des berges, l'augmentation de la fréquence de la submersion côtière et l'accélération du déficit sédimentaire (Daigle, 2006). Selon (Bruun & Schwartz, 1985) la hausse du niveau marin contribuerait de 10 à 100% à l'érosion des plages dans le monde.
	Rétention et piégeage des sédiments « trapping effect » dus à la présence de larges baies, d'entrées de marée et	Certaines baies sont des pièges à sédiments naturels, principalement si elles sont en aval des courants côtiers. Parce qu'une quantité de sédiments est piégée à l'intérieur de ces baies, cela provoque l'érosion des plages

	d'embouchures de rivières.	environnantes. Lorsque les flux des marées ou des rivières sont plus forts que les courants littoraux, le sable est piégé en amont, ce qui provoque une érosion en aval (Komar, 1998; Souza, 2001; Woodroffe, 2002).
	Dynamique côtière et présence de centres de divergence des cellules de dérive littorale, l'effet des courants plus intenses lié à la réfraction des vagues	Lorsque deux zones de dérive se trouvent côte à côte (centre de divergence), des courants d'arrachement se forment, provoquant une érosion accentuée et des embroussailllements sur la plage (Van Rijn, 2011).
	Un apport sédimentaire insuffisant	L'apport permanent de sédiments est très important pour maintenir le bilan sédimentaire de la plage en équilibre, principalement dans des conditions d'élévation du niveau marin. Si l'apport sédimentaire est insuffisant, l'érosion s'ensuit.(Bernatchez & Dubois, 2004; Daigle, 2006; Gillie, 1997; Kraus, 1988; Ryabchuk et al., 2011)
	Action des glaces	Les glaces jouent un rôle important dans l'érosion des littoraux. Au Québec l'arrachement glacié est un agent d'érosion important (Dionne & Brodeur, 1988). Durant le printemps, les couches de glace couvrant une partie du littoral sont détruites et emportées par le courant, arrachant et transportant avec elles d'importantes quantités de sédiments au large. (Bernatchez, 2003; Moign, 1972)
Hydrogéologiques /gravitaires	L'ensemble des mouvements de masse qui peuvent affecter les falaises littorales (glissements de terrain, écroulements, écoulements souterrains...).	C'est un processus hydrogéologique et gravitaire qui peut être due à des événements météorologiques extrêmes (fonte rapide de la neige, pluie forte...) Les glissements de terrains sont assez répandus au Québec et contribuent de manière significative au recul des hautes falaises. Sur la Côte-Nord, ils affectent la majorité des falaises

		constituées de sable reposant sur de l'argile ou du silt marin (Allard, 1980; Lebuis, 1977).
Anthropiques	Urbanisation intense du littoral avec : destruction des dunes et/ou des dépôts éoliens et des terrasses marines holocènes.	Ces interventions augmentent la réflexion des vagues et abaisse le niveau des plages par érosion, ce qui provoque une baisse importante des apports sédimentaires nécessaire à l'alimentation des plages (Bernatchez, 2003). Les structures parallèles à la côte accélèrent l'érosion à leurs extrémités car lorsque les vagues frappent un mur ou un enrochement, leur énergie est réorientée aux extrémités de l'ouvrage, ce qui peut accélérer l'érosion des rives voisines. C'est ce qu'on appelle « l'effet de bout » (Bernatchez, 2003; Carrier, 2001; Environnement, 1997).
	Rétention des sédiments associée aux structures artificielles	Les structures artificielles non parallèle à la ligne de rivage (épis, jetées...) sont des pièges à sédiments, parce qu'elles interrompent les courants parallèles au littoral et retiennent les sédiments du côté amont, provoquant une érosion du côté aval.
	Excavation et prélèvement de matériaux, nettoyage des plages et dragage des cours d'eau.	Ces activités provoquent une érosion au niveau des plages exploitées et avoisinantes car elles modifient l'équilibre sédimentaire de la plage (Bernatchez & Dubois, 2004; Souza, 2001)
	La récupération des milieux humides, notamment à des fins agricoles et industrielles et le drainage des terres.	Cela affecte le bilan sédimentaire régional, car les sources de sédiments diminuent, ce qui favorise les processus d'érosion sur la cote. En outre, bon nombre de ces zones récupérées sont sujettes aux inondations.

Bien que l'importance relative de chacun des processus varie en fonction du contexte local, il est généralement admis que l'hydrodynamique (conditions des vagues et niveau de l'eau),

le contexte géomorphologique et l'intervention anthropique ont la plus grande influence sur l'évolution du littoral. Par conséquent, dans la suite du rapport, l'accent sera mis sur ces trois aspects et les autres facteurs seront considérés comme relativement constants d'une année sur l'autre.

Les approches déterministes (modélisation physique) qui permettent d'estimer le taux d'érosion à partir des variables hydrodynamiques et de la connaissance du contexte géomorphologique peuvent permettre une estimation locale, mais sont difficilement applicables dans un cadre régional avec des centaines, voire des milliers de sites. Une approche strictement déterministe peut estimer un taux d'érosion et possiblement y associer une incertitude. Pour ce faire, les intrants au modèle doivent être disponibles à chaque site, ce qui n'est pas toujours le cas. De plus, la calibration du modèle doit être faite le plus souvent localement (c'est-à-dire, individuellement pour chaque site) ce qui nécessite des données supplémentaires. Une alternative à cette approche est de travailler dans un cadre probabiliste. C'est l'approche préconisée dans le présent projet. Selon cette approche, les taux d'érosion passés à une station donnée constituent une série chronologique historique à partir de laquelle on associe une probabilité au dépassement à chaque valeur mesurée dans le passé. Ces valeurs sont appelées quantiles et on leur associe une période de récurrence. Par exemple, une période de récurrence de 10 ans signifie qu'en moyenne, sur de très longues périodes, l'événement se produit une fois par 10 ans. L'information ainsi obtenue offre les avantages suivants : 1) une analyse locale peut être complétée à partir de moment où les séries chronologiques du site sont suffisamment longues; 2) l'analyse locale ne nécessite pas d'intrants supplémentaires; 3) un intervalle de confiance, donc une évaluation de l'incertitude, est associé à chaque quantile estimé; 4) la priorisation des sites peut être faite en tenant compte de la probabilité de dépasser un certain seuil d'érosion.

L'approche probabiliste peut aussi être développée dans un cadre régional. C'est ce qui sera fait dans le présent projet. L'approche régionale est décrite plus en détails dans la section 6. Elle permet d'estimer les quantiles avec leur récurrence à des sites non-jaugés, en utilisant des variables explicatives qui peuvent contribuer à une érosion plus ou moins importante, mais sans nécessiter de modéliser explicitement les processus physiques.

3. Approches existantes pour l'est du Québec

Pour donner suite à la mise en place d'un réseau de stations suivi de l'érosion côtière à haute résolution spatiale au cours des vingt dernières années, Drejza et al. (2015) ont développé un Indice de Vulnérabilité des Routes aux Aléas Côtiers (IVRAC). Cet indice a été estimé pour le court (2020), moyen (2060) et long terme (2100). L'IVRAC est une combinaison d'indices évaluant l'aléa d'érosion et de submersion, respectivement. Des scores qualitatifs (de 1 à 5) sont attribués aux paramètres composant l'indice et sont sommés pour donner l'indice final. Une moyenne multisite des indices d'érosion ponctuels mesurés à chaque année peut aussi être utilisée pour caractériser le risque d'érosion sur un tronçon/facies.

De plus, certaines méthodes simples permettent de tenter d'extrapoler les indices d'érosion temporellement. La figure ci-dessous contraste deux de ces approches. La première consiste à tracer une droite entre l'indice d'érosion initial de la série et l'indice final (approche EPR). La figure 1 permet de constater que cette approche fait fi des taux d'érosions s'étant produits entre la mesure initiale et la mesure finale. La pente de la droite EPR est positive, alors que le pente de la régression linéaire sur l'ensemble des points est négative.

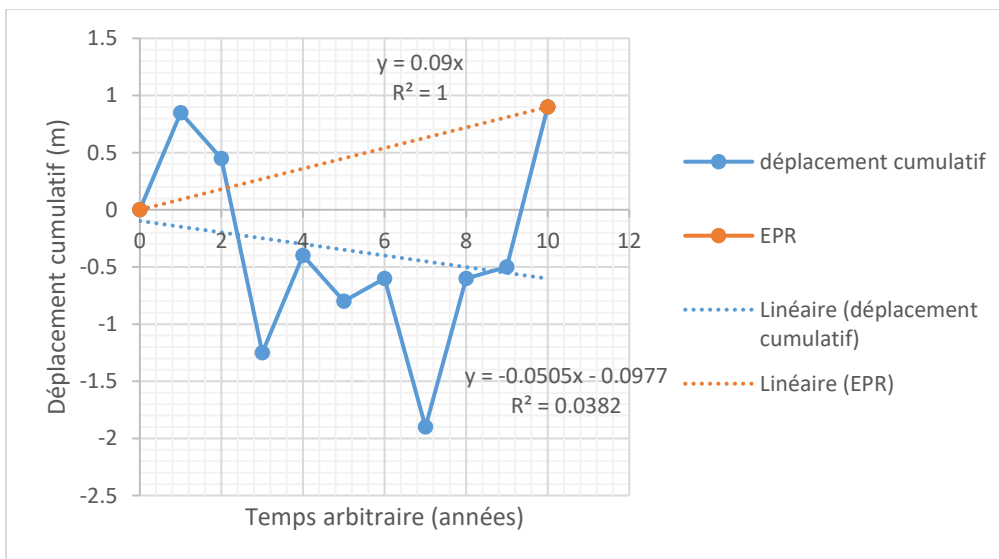


Figure 1 : Exemple de méthodes linéaires d'extrapolation du déplacement cumulé côtier à une station (Source : D. Lavallée, MTQ, 2022).

De plus, la droite de régression linéaire sur les déplacements cumulatifs peut aussi être hautement incertaine, du fait de la taille d'échantillon réduite de la variabilité des taux annuels. Les figures 2 à 4 donnent des exemples d'une telle régression pour un tombolo, une terrasse de place et une falaise rocheuse, avec des intervalles de confiance asymptotiques indiqués par les traits pointillés.

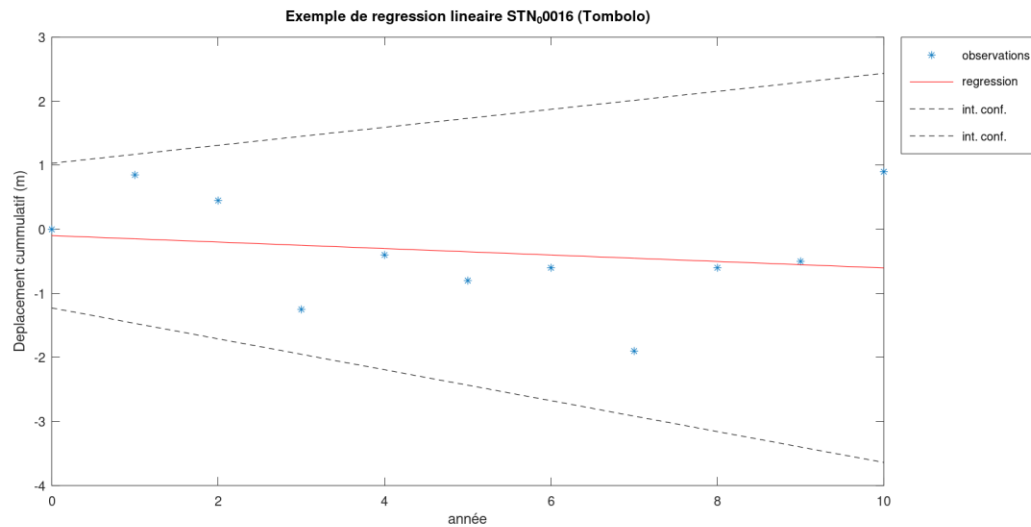


Figure 2 : Régression linéaire des déplacements cumulatifs en fonction du temps. Exemple de Tombolo.

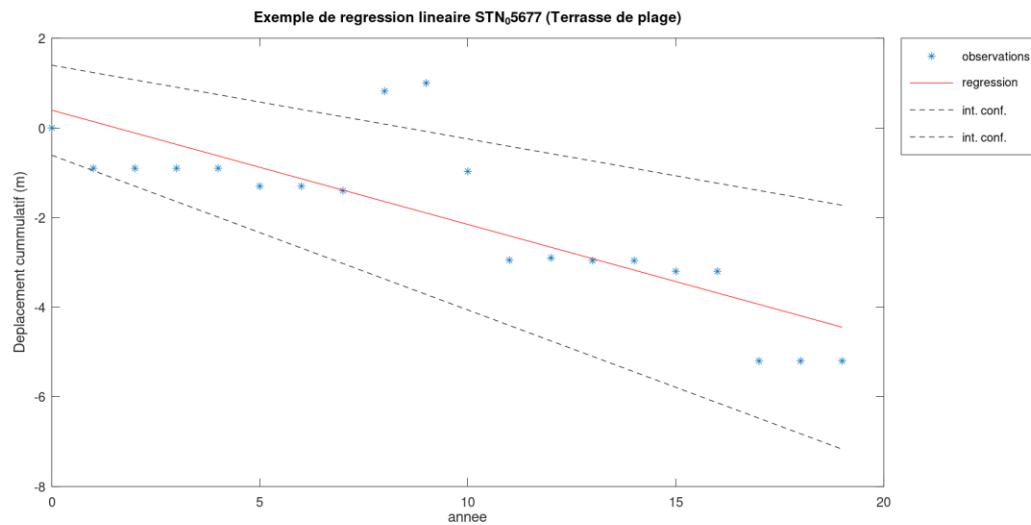


Figure 3: Régression linéaire des déplacements cumulatifs en fonction du temps. Exemple d'une terrasse de plage.

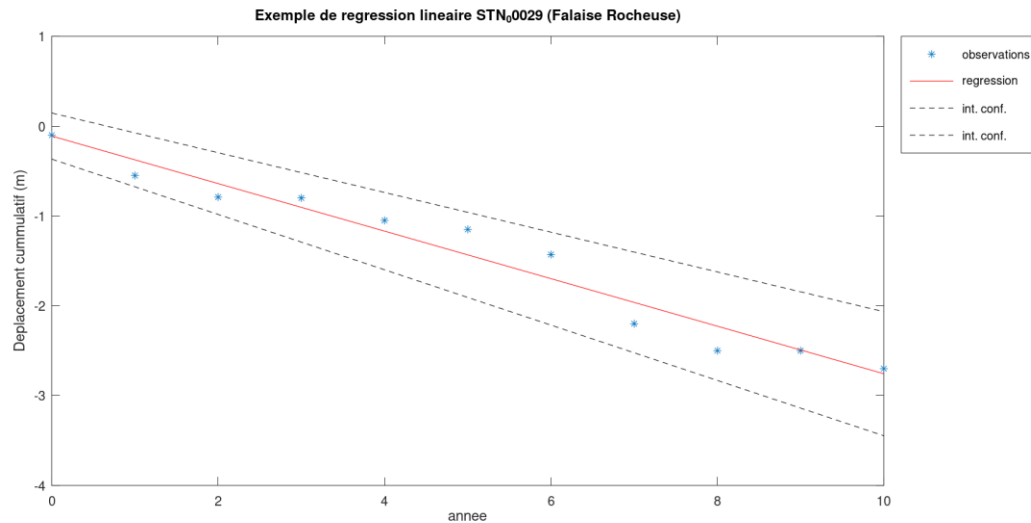


Figure 4: Régression linéaire des déplacements cumulatifs en fonction du temps. Exemple d'une falaise rocheuse.

La pente de la première régression n'est pas significativement différente de zéro, selon le test de Fisher ($F = 0,35$; $p > 0,05$), ce qui signifie que la régression n'a aucune valeur prédictive. Dans les deux premiers cas, l'intervalle de confiance à 95% à la fin de la période de mesures inclut à la fois des valeurs positives et négatives de déplacement cumulé. Seule la régression de la figure 4 est caractérisée par un intervalle de confiance qui n'inclut pas des déplacements positifs et négatifs. Dans ce cas, l'intervalle de confiance du déplacement cumulé pour l'année 10 est entre -3,5 m et -1 m, pour une valeur observée de -2,7m. Les tailles d'échantillons relativement petites et la variance élevée sont des facteurs qui indiquent qu'une approche d'extrapolation linéaire va s'avérer fréquemment inadéquate (figures 2 et 3) et empreinte d'une incertitude élevée.

4. DES MODÈLES PHYSIQUES À COMPLEXITÉ RÉDUITE

L'estimation à long terme de l'évolution des côtes est depuis longtemps un sujet difficile (Toimil et al., 2020). Une gamme de processus (comme discuté ci-dessus) contribuent à l'évolution, allant de l'hydrodynamique au biologique. De plus, l'évolution côtière est victime de la « tyrannie des échelles », car les processus allant du transport des grains individuels aux formes de relief côtières exercent une pression accrue sur le phénomène (Bokulich, 2021).

Idéalement, ces problèmes seraient traités par un modèle intégré, qui peut résoudre toutes les échelles et tous les processus nécessaires pour avoir une estimation précise de l'évolution côtière. Ces modèles existent (dans une certaine mesure), tels que X-Beach (Roelvink et al., 2009), Delft3D (<http://oss.deltares.nl/web/delft3dfm>), Mike (Warren & Bach, 1992); cependant, en raison de la complexité du calcul, ils ne sont viables qu'à l'échelle de mètres à plusieurs kilomètres et d'heures à plusieurs années. Ces types de modèles sont souvent appelés modèles entièrement basés sur les processus, car ils tentent de saisir tous les processus physiques et toutes les échelles de temps (Ranasinghe, 2020). Cependant, pour les échelles de temps longues (comme dans le contexte du changement climatique) ou les échelles spatiales étendues (comme l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent), leur temps de calcul est intenable.

Plus récemment, des modèles ont été développés à partir de descriptions simplifiées des systèmes côtiers, en examinant comment le système répond à un forçage. Ces modèles, souvent appelés modèles à complexité réduite, utilisent une physique simplifiée pour réduire l'effort de calcul et permettre des calculs plus rapides et plus longs pour développer une vision probabiliste de l'évolution côtière. Dans cette revue de la littérature, l'emphasis est mise sur la recension de modèles à complexité réduite afin d'identifier les variables d'intérêt qui contribuent à l'évolution côtière et ainsi, de fournir une base physique pour l'analyse statistique décrite dans les sections suivantes.

4.1. Transport transversal

Bruun (1962)

Développée initialement par Bruun (1962), la règle de Bruun est une interprétation physique simple de la façon dont les rivages s'adaptent à l'élévation du niveau de la mer. L'hypothèse de base est que le profil transversal du rivage maintiendra un profil d'équilibre tout en s'adaptant aux changements de l'élévation de la surface de l'eau. Pour maintenir ce profil d'équilibre, on suppose que, lorsque le niveau de l'eau monte, il y a une érosion vers le rivage de la face supérieure de la plage et une élévation subséquente du fond du littoral égale à celle de l'élévation du niveau de la mer. On suppose qu'il y a une conservation de masse en 2D, c'est-à-dire que le matériau érodé sur la face supérieure de la plage est égal à celui déposé sur le fond du littoral (Fig. 1).

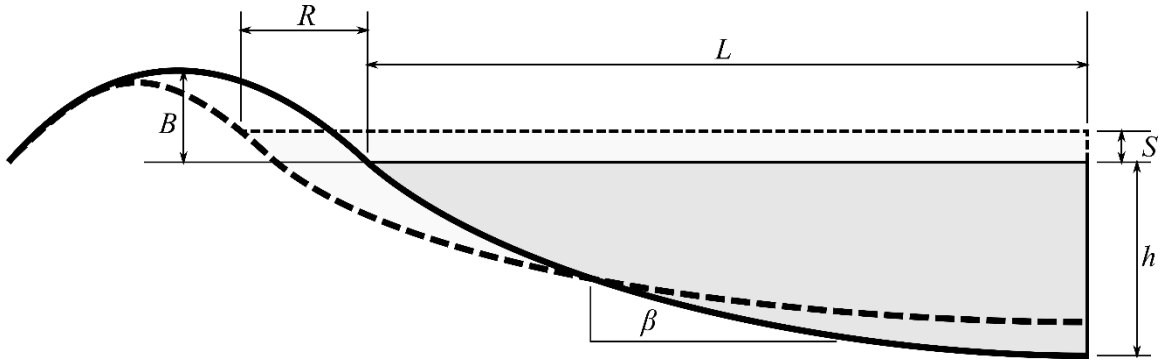


Figure 5: Croquis conceptuel de la règle de Bruun (Ranasinghe et al., 2012).

En définitive, la règle de Bruun prédit le déplacement vers l'intérieur de la zone côtière et vers le haut du profil du lit transversal en réponse à une élévation du niveau moyen de la mer :

$$R = \frac{LS}{B + h} = \frac{1}{\tan \beta} S \quad (1)$$

où L est la distance horizontale du littoral à la profondeur h , S est l'élévation du niveau de la mer, B est l'élévation de la berme, β est la pente active et h est la profondeur maximale à laquelle il y a un échange de matériaux entre le littoral et le large. L'estimation de h (ou de la pente active) est l'un des paramètres les plus difficiles (et les plus sensibles) à estimer et est généralement prise au point de la profondeur de fermeture (d_c), estimée par des formulations empiriques, comme celle de Nicholls et al. (1998) dans l'équation (2) :

$$d_c = 2.28H_{e,t} - 68.5 \left(\frac{H_{e,t}^2}{gT_{e,t}^2} \right) \quad (2)$$

où $H_{e,t}$ est la hauteur de vague significative qui n'est dépassée que 12h par t années et $T_{e,t}$ est la période de vague associée. La règle de Bruun a été largement utilisée à l'échelle mondiale et régionale (Athanasίου et al., 2020; Le Cozannet et al., 2019; Vousdoukas et al., 2020) pour examiner l'évolution des rivages sableux ainsi que l'incertitude face au changement climatique. Cependant, l'application de la règle de Bruun est fortement débattue (en particulier à l'échelle locale) car elle ne rend pas compte de la dynamique sédimentaire réelle des plages sableuses puisqu'elle représente uniquement le mouvement 1D d'un rivage alors que les systèmes naturels changent de forme dans la direction croisée et parallèle au littoral. De plus, les aspects régionaux et locaux, tels que les sources et les puits de sédiments, les structures côtières, ne peuvent pas être capturés.

Miller and Dean (2004)

Miller et Dean (2004) se sont appuyés sur les observations de plusieurs études indiquant que les rivages se déplacent entre les états d'équilibre à un rythme approximativement exponentiel. De plus, la vitesse à laquelle le littoral évolue est proportionnelle à la masse de sédiments devant être redistribuée et inversement proportionnelle à l'énergie disponible pour déplacer les sédiments (Wright & Short, 1984). En gros, l'équation directrice de ce processus peut être exprimée comme suit :

$$\frac{dY}{dt} = k(Y_{eq} - Y) \quad (3)$$

où Y est la position du rivage à l'instant t et Y_{eq} est la position du rivage à l'équilibre déterminée par le forçage à l'instant t , et k est une constante de vitesse régissant la façon dont le rivage se rapproche de l'équilibre (paramètre de taux). Comme le taux de changement du système dépend d'une constante de vitesse, il n'y a pas d'ajustement instantané du profil de la plage à la position d'équilibre et, si les conditions de forçage (et donc le rivage d'équilibre) changent rapidement, la plage n'atteindra jamais vraiment une condition d'équilibre.

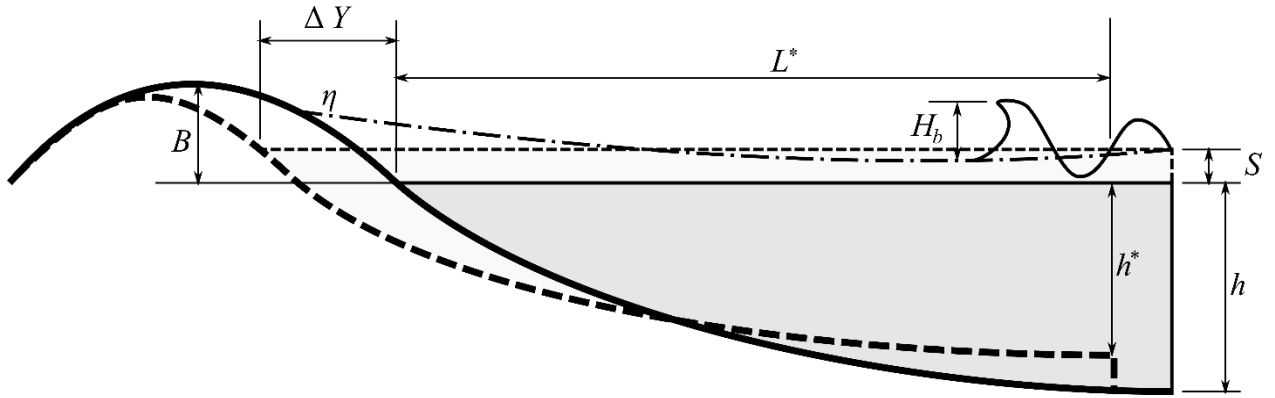


Figure 6: Croquis conceptuel du modèle de Miller et Dean (2004).

Le forçage dans le modèle de Miller et Dean (2004) est basé sur l'hypothèse que les changements les plus significatifs du littoral se produiront avec des augmentations du niveau d'eau local (Surcote S et setup induit par les vagues η dans la figure 6) avec de grandes vagues. Miller et Dean (2004) ont noté que les processus de la dérive littorale dominant généralement les tendances à long terme dans les changements de plage ; le modèle est donc plus pertinent sur des échelles de temps courtes ou pour les plages dominées par les courants transversaux. En utilisant un modèle de type Bruun pour l'échange de sédiments, le changement de la condition d'équilibre peut être estimé en utilisant (Dean, 1991) :

$$\Delta Y_{eq} = -L^* \left(\frac{0.106H_{s,b} + S}{B + 2.00H_{s,b}} \right) \quad (4)$$

où ΔY_{eq} est le changement du profil d'équilibre, L^* est la largeur de la zone de surf active (dans ce cas délimitée par la ligne de déferlement), $H_{s,b}$ est la hauteur significative de la vague déferlante, B est la hauteur de la berme et S est la hauteur de l'onde de choc.

Pour le paramètre de taux (k), Miller et Dean (2004) ont étudié différentes formes : (1) constante ; (2) dépendante de l'énergie ou de la puissance de la vague incidente ; et (3) dépendante de la vitesse de chute non dimensionnelle (Ω) :

$$\Omega(t) = \frac{H_b}{w_s T} \quad (5)$$

où w_s est la vitesse de chute des sédiments et T est la période de la vague incidente associée à H_b . Miller et Dean (2004) n'ont pas trouvé que la forme du paramètre de taux avait un impact significatif sur les résultats globaux, concluant que plus de recherche était nécessaire sur le paramètre de taux.

Larson et al. (2004)

Le modèle de Larson et al. (2004) se concentre principalement sur l'érosion des dunes (retrouvées principalement aux Iles-de-la-Madeleine et sporadiquement sur la Côte-Nord) due à l'impact des vagues dans la zone de lèche (jet de rive, swash). En tant que tel, l'approche est légèrement différente des deux modèles précédents en ce sens qu'elle ne tient pas compte de la possibilité d'accrétion, et donc d'un système de plage en équilibre. Le modèle est basé sur plusieurs études qui ont examiné l'impact des trous de jet de rive (swash) individuels sur le recul des dunes (Fisher & Overton, 1985; Nishi & Kraus, 1997). L'hypothèse fondamentale issue de ces études était qu'il existe une relation linéaire entre la force (F) agissant sur la dune (due à l'arrivée du jet de rive) et le poids du volume de sédiments érodé de la dune (ΔW) :

$$\Delta W = C_E F = C_E \left(\frac{1}{2} \rho \frac{u_0^4}{g C_u^2} \frac{\Delta t}{T} \right) \quad (6)$$

où C_E est un coefficient empirique reliant la force aux sédiments érodés, ρ est la densité de l'eau, u_0 est la vitesse du forage, C_u est un coefficient empirique reliant la vitesse du forage à la célérité des vagues, Δt est la période totale, et T est la période des vagues.

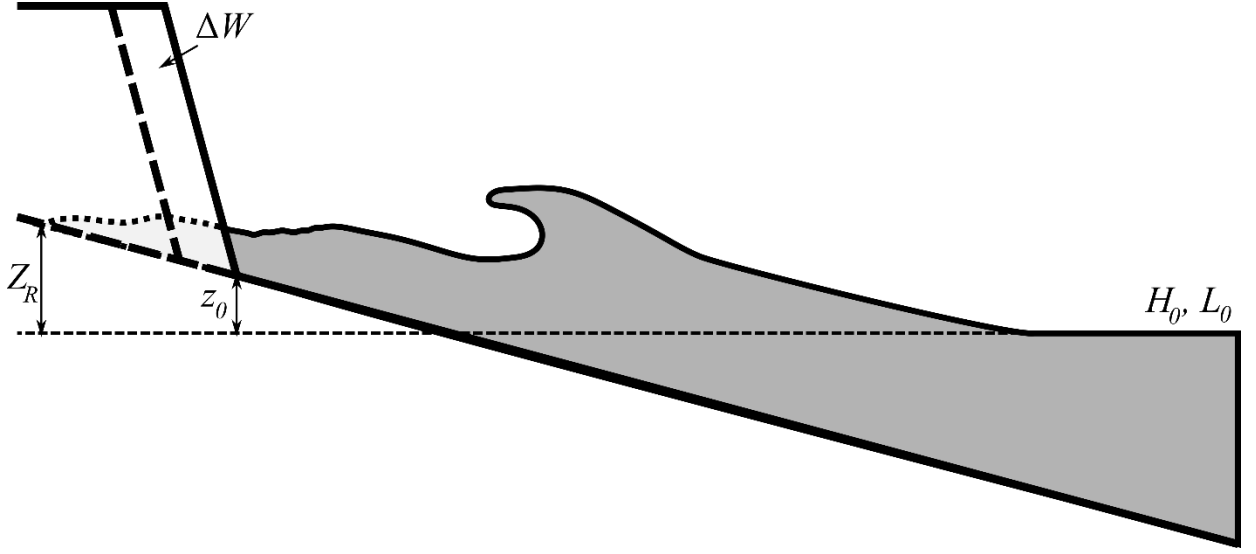


Figure 7: Croquis conceptuel du modèle de Larson et al. (2004).

Comme la vitesse de swash au niveau du front de dune (u_0) est un paramètre difficile à estimer, l'Eq. (6) est reformatée en termes de déferlement des vagues et d'élévation entre le pied et le niveau de l'eau (Fig. 6). Après une manipulation considérable, le taux de changement volumétrique (q_D) dû à l'incursion du trou peut être estimé comme suit :

$$q_D = \frac{dV}{dt} = -4C_s \frac{(Z_R - z_0)^2}{T} \quad (7)$$

où C_s est un coefficient empirique qui combine les conditions des vagues au large et les paramètres des sédiments et Z_R peut être estimé à partir des paramètres des vagues au large ($Z_R = \alpha\sqrt{H_0 L_0}$). Malgré la différence relative d'approche avec les deux modèles précédents, les équations finales présentent des similitudes avec un terme de déséquilibre ($Z_R - z_0$) et un coefficient de vitesse (C_s).

Le modèle de Larson et al. (2004) a été utilisé par Ranasinghe et al. (2012) pour développer un modèle de recul côtier probabiliste (RCP). Le taux de recouvrement a été estimé par la moyenne des taux de recouvrement observés sur le site d'étude. Le modèle RCP a utilisé des séries chronologiques de tempêtes synthétiques générées à l'aide d'une simulation de

Monte Carlo des caractéristiques conjointes des tempêtes (hauteur des vagues au large, durée de la tempête, onde de choc et période de retour) et des estimations du GIEC sur l'élévation du niveau de la mer. Le modèle a donné de bien meilleurs résultats que la règle de Bruun, tout en incorporant mieux la physique réelle impliquée dans le processus d'érosion. Cependant, il a été appliqué dans une zone où de nombreuses données existent (mensuel, 30 ans, Narrabeen Beach, Australie) et il est donc difficile de reproduire son succès dans des zones ayant des séries chronologiques plus courtes et/ou des mesures sporadiques.

Yates et al. (2009)

Comme le modèle de Miller et Dean (2004), Yates et al. (2009) partent de l'hypothèse que le changement du littoral est lié au déséquilibre induit par l'énergie disponible. Contrairement au modèle de Miller et Dean (2004), Yates et al. (2009) concentre le forçage du déséquilibre sur les conditions des vagues, en particulier l'énergie des vagues ($E \sim H^2$) :

$$\frac{dY}{dt} = C^{\mp} E^{\frac{1}{2}} (E - E_{eq}) \quad (8)$$

où E_{eq} est l'énergie d'équilibre déterminée comme une fonction linéaire en tant qu'énergie des vagues ($E_{eq} = aY + b$) et $C^{\mp}$ est le coefficient de vitesse qui diffère selon qu'il s'agit d'un état d'érosion et d'accrétion (c'est-à-dire que ΔE est positif ou négatif). Le coefficient de taux différent capture le phénomène établi selon lequel les rivages ont tendance à s'éroder plus rapidement qu'ils ne s'accrètent. Dans l'ensemble, le modèle a quatre paramètres libres (a , b , C^+ , et C^-) qui doivent être calibrés sur l'ensemble des données. On s'attend à ce que les paramètres libres dépendent largement de la taille des grains, car plusieurs études ont montré que les échelles de temps pour le changement du littoral sont proportionnelles aux caractéristiques des sédiments.

Le modèle de Yates et al. (2009) réduit le nombre de paramètres d'entrée, mais augmente le nombre de paramètres à calibrer, tout en améliorant la performance du modèle par rapport à Miller et Dean (2004). Le modèle de Yates et al. (2009) n'exige pas non plus

l'élimination de la tendance de l'ensemble des données pour tenir compte des changements à long terme. L'analyse de sensibilité a indiqué qu'au moins une année de données était nécessaire pour calibrer adéquatement le modèle aux influences saisonnières, bien que plus la prédiction nécessaire est longue, plus il faut de données pour saisir les tendances à long terme. Yates et al. (2009) ont également noté qu'il était essentiel de disposer d'ensembles de données sur l'énergie des vagues capables de résoudre les événements de tempête, le calcul de la moyenne des ensembles de données entraînant des erreurs significatives.

ShoreFor

Le modèle ShoreFor s'appuie sur le concept de déséquilibre du littoral, moteur des changements côtiers (Davidson et al., 2013). Le modèle a été développé en tenant compte des différences notées dans la réponse des plages à la même condition de forçage mais à une taille de grain dominante différente ; par conséquent, le moteur du déséquilibre a été choisi pour être la vitesse de chute sans dimension (Eq. (5)). Les équations directrices ont été adaptées de Yates et al. (2009) :

$$\frac{dY}{dt} = c(F^+ + rF^-) + b \quad (9)$$

Où c est le paramètre de vitesse, F^+ et F^- sont le terme de forçage pour l'accrétion et l'érosion, r est le rapport entre les termes de forçage (ceci a été ajouté pour considérer que les processus d'érosion et d'accrétion sont différents), et b est un terme de tendance linéaire. Comme dans les modèles précédents, l'ampleur du forçage dépend de la quantité d'énergie disponible (dans ce cas, donnée sous forme de puissance, $P = (\rho g H_{s,b}^2 / 16) C_g$) :

$$F = P^{\frac{1}{2}} \left(\frac{\Delta\Omega}{\sigma_{\Delta\Omega}} \right) \quad (10)$$

Où $\Delta\Omega$ est le terme de déséquilibre de la vitesse de chute sans dimension et $\sigma_{\Delta\Omega}$ est l'écart-type du terme de déséquilibre. Le terme de déséquilibre est normalisé par l'écart type car il a été observé que les plages avec un écart type élevé (donc exposées à une gamme d'événements variés en intensité) agissaient différemment des plages avec une condition plus constante (écart type faible). Davidson et al. (2013) ont également apporté un

ajustement à l'approche du rivage d'équilibre. En se basant sur les travaux de Wright et Short (1984), les auteurs ont noté que les plages tendent vers un état d'équilibre, pas nécessairement vers un profil de rivage spécifique ; par conséquent, l'état d'équilibre dépend de l'histoire du système. Sur la base de cette analyse, l'état d'équilibre variable dans le temps est donné comme suit :

$$\Omega_{eq} = \left[\sum_{i=1}^{2\phi} 10^{-\frac{i}{\phi}} \right]^{-1} \sum_{i=1}^{2\phi} \Omega_i 10^{-\frac{i}{\phi}} \quad (11)$$

Où i est le nombre de jours à partir du moment présent et ϕ est un paramètre libre avec des unités dans le temps. Essentiellement, le paramètre ϕ représente la mémoire du littoral des conditions de vagues précédentes, plus ϕ est grand, plus la mémoire du littoral est longue pour représenter son état d'équilibre. Entre les deux paramètres ajustés liés aux vagues (c et ϕ), c représente l'efficacité avec laquelle les vagues induisent des changements dans le profil du littoral et ϕ décrit le temps de réponse dominant du système.

Splinter et al. (2014) ont étudié l'applicabilité du modèle ShoreFor à plusieurs côtes à travers le monde, en se concentrant particulièrement sur la façon dont les paramètres libres variaient pour différents types de plages. Il a été noté que les plages dans des environnements à plus haute énergie avaient des paramètres ϕ plus élevés ; par conséquent, s'adaptaient davantage à l'échelle saisonnière, probablement en raison de la morphologie, comme les systèmes de barres au large, dissipant l'énergie des vagues incidentes. Alors que les plages à plus faible énergie ont généralement des systèmes de barres près du rivage et échangent des sédiments plus rapidement (petit ϕ), donc, agissant à l'échelle d'une tempête. Schepper (2019) a poussé plus loin cette démarche en utilisant le modèle ShoreFor pour examiner simultanément différentes échelles de temps (ϕ multiples) et a constaté que la prise en compte des processus à court et à long terme améliorerait grandement les performances du modèle. Davidson et al. (2017) ont développé une approche similaire à celle de Ranasinghe et al. (2012) et ont examiné la dynamique potentielle future du littoral de la plage de Narrabeen. Le modèle ShoreFor a été appliqué avec, en intrants, un climat de vagues extrêmes obtenu à l'aide d'une simulation probabiliste. .

4.2. Transport par la dérive littorale

Le transport sédimentaire par la dérive littorale (et spécifiquement les gradients de transport) joue un rôle important dans l'évolution à long terme des rivages. L'estimation du transport sédimentaire par la dérive littorale (Q_l) est réalisée en intégrant le transport sédimentaire par la dérive littorale le long du profil traversé jusqu'à la DoC. La modification du trait de côte résulte de tout gradient dans le transport sédimentaire par la dérive littorale (Pelnard-Considère, 1957) le long du trait de côte (direction x) :

$$\frac{dY}{dt} = -\frac{1}{d_c} \frac{dQ_l}{dx} \quad (12)$$

L'équation (12) fournit une formulation générale de la manière d'estimer le changement de position du rivage en fonction du transport sédimentaire littoral. Le transport en vrac des sédiments le long du littoral peut être estimé à partir des formules empiriques discutées ci-dessous.

Coastal Engineering Research Council (CERC)

Développé à l'origine par le Coastal Engineering Research Council (CERC) de l'American Society of Civil Engineers pour étudier le transport littoral massif (Q_l) des sédiments dans la zone de déferlement, il a été normalisé par Komar et Inman (1970) en unités SI et en termes de paramètres de vagues pertinents :

$$\begin{aligned} Q_l &= \frac{K}{\rho g \left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) (1 - p)} (E_b n_b c_b) \cos \varphi_b \sin \varphi_b \\ &= \frac{K}{\rho g \left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) (1 - p)} c_b \sin 2\varphi_0 H_0^2 \end{aligned} \quad (13)$$

où ρ_s est la densité du sédiment, p est la porosité, E_b est l'énergie de la vague dans la zone de déferlement, n_b est le rapport entre la vitesse de groupe et la vitesse de phase dans la zone de déferlement, c_b est la célérité de la phase de la vague dans la zone de déferlement,

et φ_b est l'angle de la vague incidente. Bayram et al. (2007) ont estimé la valeur du coefficient K comme suit :

$$K = 82.26\pi \left(9 + 4 \frac{H_{s,b}}{w_s T_p} \right) 10^{-5} \quad (14)$$

La formule originale du CERC ayant été élaborée avant que l'on connaisse le principal facteur du transport littoral, on sait maintenant que ce facteur est le gradient transversal de la contrainte de radiation. La deuxième partie de l'équation (13) est la même formule, simplement réarrangée en fonction des conditions de vagues en eau profonde (Bosboom et Stive, 2021). Bien que l'équation soit largement utilisée, elle n'a été dérivée que pour les courants induits par les vagues et, généralement, l'équation ne tient pas compte de l'influence de la taille des grains ou de la pente.

Kamphuis (1991)

Kamphuis (1991) s'est appuyé sur les limites de la formule du CERC en utilisant des mesures en laboratoire et sur le terrain. La version révisée de l'équation (12) inclut l'influence de la taille des grains, de la pente, ainsi que de la raideur des vagues :

$$Q_l = \frac{2.27 H_{s,b}^2 T_p^{1.5}}{\rho \left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) (1 - p)} (\tan \alpha_b)^{0.75} D^{-0.25} (\sin 2\varphi_b)^{0.6} \quad (15)$$

où α_b est la pente de la plage au point de déferlement et D est le diamètre moyen des grains. L'importance relative de la pente et de la taille des grains dans l'équation (15) n'est pas si significative ; cependant, Bosboom et Stive (2021) ont noté que cela est probablement dû à une interdépendance avec les variables, par exemple, un matériau plus grossier et une énergie des vagues plus élevée entraîneront une plus grande pente.

4.3. Modèles généralisés

Les modèles décrits ci-dessus se concentrent principalement sur un seul processus lié aux changements du littoral, ce qui limite leur applicabilité et leur généralisation à une série d'environnements côtiers. Pour les environnements de plage en particulier, il est bien connu que les gradients de transport sédimentaire par la dérive littorale dominent les changements du littoral à long terme, tandis que les événements de tempête, et donc le transport par les

courants transversaux ont tendance à dominer les échelles de temps plus courtes. La section suivante décrit certains des modèles actuels de changement du littoral qui cherchent à généraliser entre les processus mais aussi entre les environnements.

Coastal One-line Assimilated Simulation Tool (CoSMoS-COAST)

Le modèle CoSMoS-COAST (Vitousek et al., 2017) a été développé comme un modèle monoligne basé sur les transects qui intègre trois des modèles basés sur les processus ci-dessus : le transport sédimentaire par la dérive littorale du CERC, le profil d'équilibre transversé de Yates et al. (2009), et le changement de profil d'équilibre de Bruun (1962) pour l'élévation du niveau de la mer. Les trois processus sont traités comme mutuellement indépendants et intégrés dans l'équation directrice du modèle :

$$\frac{\partial Y}{\partial t} = \frac{1}{d_c} \frac{\partial Q_l}{\partial x} + CE^{\frac{1}{2}} \Delta E - \frac{c}{\tan \beta} \frac{\partial S}{\partial t} + v_{lt} \quad (16)$$

où v_{lt} est la tendance à long terme de la récession côtière associée à des processus non résolus (marées, rivières, influences anthropiques, etc.). Comme mentionné, le modèle est résolu le long d'un transect, et présente donc des limitations inhérentes, telles que le manque de conservation des sédiments et l'incapacité à résoudre des caractéristiques côtières complexes. Pour ajuster les constantes de l'équation (16) et mettre à jour le modèle, Vitousek et al. (2017) ont incorporé un filtre de Kalman étendu pour permettre une réponse plus dynamique du modèle au fur et à mesure que de nouvelles informations apparaissent. Les conditions de forçage ont été dérivées par une combinaison du *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory- Earth System Model* (GFDL-ESM2M), de WaveWatch III et de SWAN afin de prévoir les vagues et d'estimer le climat futur des vagues dans le cadre du changement climatique. Vitousek et al. (2017) ont pu montrer avec le modèle CoSMoS, le changement du régime dominant de l'évolution côtière, du transport sédimentaire par les courants transversaux à court terme (échelle annuelle à pluriannuelle) à l'évolution dominée par la dérive littorale et l'élévation du niveau de la mer à long terme (échelle décennale).

LX-Shore

Le modèle LX-Shore a été développé en s'attachant spécifiquement à être capable de résoudre des rivages et des structures côtières complexes tout en capturant le transport sédimentaire par les courants transversaux et par la dérive littorale (Robinet et al., 2018). En outre, le modèle fournit une rétroaction entre l'évolution du littoral et la bathymétrie pour tenir compte des changements complexes du littoral. Le modèle résout les équations de changement du littoral sur une grille 2D pour aider à faire face à deux limitations du modèle de littoral ci-dessus : (1) la considération qu'une section transversale unique ne peut donc pas avoir deux lignes de rivage à la même position x (c'est-à-dire une flèche côtière) ; (2) l'équation (12) suppose une courbure minimale de la ligne de rivage et ne peut donc pas traiter les profils complexes de la ligne de rivage. La grille 2D fonctionne de manière similaire à la méthode du volume de fluide utilisée en CFD, où chaque point de grille contient une fraction de sédiment de 0 (complètement eau) à 1 (complètement sédiment), pour définir la position du rivage.

Le modèle intègre deux des modèles discutés ci-dessus : le modèle ShoreFor dans le transversal et l'équation de Kamphuis (1991) dans le parallèle. Les deux modèles sont résolus individuellement à chaque cellule pour calculer le vecteur de changement du trait de côte avec un algorithme empirique de conservation de la masse pour s'assurer que chaque fraction de sédiment ne quitte pas la plage prescrite. Les conditions de vagues sont déterminées (selon les besoins de calcul) par une méthode analytique de Larson et al. (2010) propageant les vagues sur la côte en utilisant la loi de Snell et le flux d'énergie des vagues ou en utilisant le modèle SWAN (Booij et al., 1999). Après chaque pas de temps, le trait de côte est reconstruit en utilisant les cellules dont la fraction sédimentaire est comprise entre 0 et 1 et la bathymétrie est reconstruite en utilisant le profil d'équilibre de Dean (1991).

Robinet et al. (2018) ont montré que le modèle peut montrer l'évolution des flèches de sable ainsi que le transport autour de structures telles que les épis. Les auteurs ont cependant noté que le modèle est limité aux zones où la morphologie est pilotée par les vagues car il n'inclut pas d'autres phénomènes tels que les marées, les rivières et l'élévation du niveau de la mer. Les auteurs ont également noté qu'une estimation précise de la profondeur de

fermeture est importante car elle peut avoir un impact important sur les échelles dans lesquelles le transport sédimentaire par la dérive littorale agit.

Coupled, Longshore, and Fore-dune Evolution Model (COCOONED)

Le modèle COCOONED (Antolínez et al., 2019) vise à résoudre davantage certains des processus complexes associés à l'évolution du littoral, notamment la variation du niveau d'eau et l'apport local de sédiments. L'équation directrice ressemble à celle du modèle CoSMoS :

$$\frac{\partial Y}{\partial t} = -\frac{1}{d_c} \frac{\partial Q_l}{\partial x} + C(Y_{eq} - Y) - \frac{1}{d_c} (q_x + q_y) \quad (17)$$

où q_x est l'apport de sédiments dans la direction longshore et q_y est l'apport de sédiments dans la direction transversale. Le modèle COCOONED a de nouveau utilisé l'équation CERC pour estimer le gradient de transport sédimentaire par la dérive littorale et un modèle similaire à celui de Miller et Dean (2004) pour piloter le transport sédimentaire par les courants transversaux. Antolínez et al. (2019) ont adapté l'équation (4) pour inclure également la marée astronomique (AT) :

$$\Delta Y_{eq} = -L^* \left(\frac{0.106 H_{s,b} + S + AT}{B + 2.00 H_{s,b}} \right) \quad (18)$$

L'apport de sédiments est généralement difficile à déterminer sans une étude détaillée et semble agir comme un paramètre d'ajustement dans le modèle. L'avant-dune a été modélisée de manière similaire à celle de Miller et Dean (2004), cependant, la condition de forçage dans ce cas est exclusivement le niveau d'eau total (TWL) :

$$\frac{\partial V}{\partial t} = (z_0 - TWL) \frac{\partial Y_D}{\partial t} \quad (19)$$

$$\frac{\partial Y_D}{\partial t} = \frac{1}{T_s} (Y_{D,eq} - Y_D) \quad (20)$$

où z_0 est la position verticale du pied de la dune antérieure, Y_D est la position horizontale du pied, $Y_{D,eq}$ est la position d'équilibre du pied et T_s est le temps nécessaire pour atteindre l'équilibre. Les conditions de vagues ont été estimées en utilisant une approche hybride pour estimer la transformation des vagues. SWAN a été utilisé pour propager un ensemble d'états de mer représentatifs à la région littorale et toutes les autres conditions de vagues

ont été interpolées dans cet ensemble de données (Camus et al., 2011). Le modèle est encore limité dans la prise en compte des littoraux complexes et des phénomènes morphologiques (tels que la soudure des barres de sable et le débordement) ; cependant, il intègre une variété de changements dans le niveau d'eau.

4.4. Côtes rocheuses et argileuses

Les modèles décrits ci-dessus se concentrent principalement sur les plages de sable, souvent caractérisées par la présence de dunes; les côtes de matériaux rocheux n'ont pas été aussi bien intégrées dans les modèles à complexité réduite (Trenhaile, 2004). Ces types de côtes peuvent être divisés en deux catégories : les roches dures et les roches tendres. La roche dure est, en général, ce à quoi on s'attend lorsqu'on parle d'un littoral rocheux ; la roche tendre, dans ce cas, fait référence à des littoraux boueux ou argileux (cohésifs). La principale raison pour laquelle ce type de littoral est regroupé est que l'érosion peut généralement être considérée comme permanente. Ces côtes agissent moins comme un système d'équilibre que les côtes de sable et de gravier. Le taux d'érosion des littoraux en roche dure à l'échelle décennale est assez faible (de l'ordre de quelques millimètres par an) ; cette section se concentre donc sur l'impact des plateformes en roche dure qui sous-tendent les plages et les littoraux en argile consolidée.

Les substrats durs - tels que la roche-mère et le corail (dans les milieux côtiers tropicaux) - peuvent avoir des impacts significatifs sur les processus décrits dans la section précédente. Les modèles de plage à l'équilibre supposent implicitement que la capacité de la plage à s'ajuster verticalement est infinie. Cependant, si des substrats durs sont présents, cela peut limiter la fluctuation du profil, élever la nappe phréatique, empêcher l'infiltration de l'eau et avoir un impact sur la transformation des vagues (Trenhaile, 2018). Trenhaile (2004) a développé un modèle simplifié qui prend en compte la hauteur des vagues, la période des vagues, le gradient et le profil de la plateforme de la côte dure, ainsi que l'apport de sédiments et la granulométrie pour examiner l'évolution des plages sur une plateforme de côte dure. Le modèle a été étendu pour examiner l'influence de l'élévation du niveau de la mer par Trenhaile (2018).

Le modèle Soft-Cliff and Platform Erosion (SCAPE) (Walkden & Hall, 2005) examine le développement des plages de boue et d'argile. Le modèle suit une idée similaire à celle de

Larson et al. (2004); cependant, il incorpore également la transformation des vagues le long de la plate-forme littorale, les influences de la formation de l'éboulis (formé par l'érosion de la falaise), le transport littoral (en utilisant le modèle CERC) ainsi qu'une approche quasi-3D (Fig. 4).

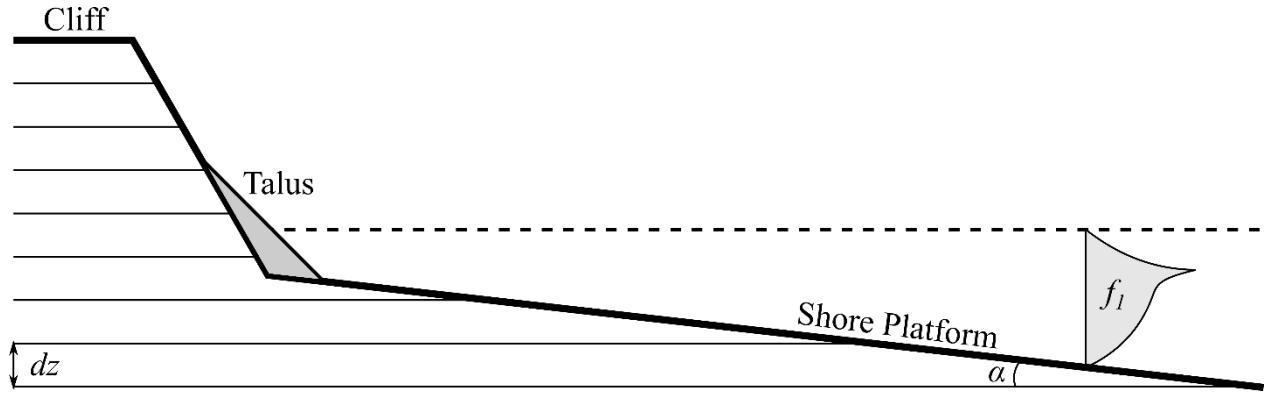


Figure 8: Croquis conceptuel du modèle SCAPE (adapté de Walkden et Hall (2005)).

La prise en compte de talus a assuré deux fonctions : (1) il a fourni une protection temporaire aux pieds de la falaise (bien qu'avec une force considérablement réduite) et (2) il a fourni du matériel à la plate-forme du rivage pour empêcher une érosion supplémentaire. Cette interaction fournit une rétroaction négative dans le modèle, car l'érosion de la falaise fournit du matériel à la plate-forme, réduisant temporairement l'érosion de la falaise. La nature quasi 3D a été utilisée pour prendre en compte l'influence des marées, car les niveaux d'eau variables ont une influence significative sur l'endroit où l'érosion se produit et sur la façon dont la transformation des vagues évolue. Le taux d'érosion (Kamphuis, 1987) dans le modèle est déterminé par :

$$\frac{dY}{dt} = \frac{H_b^{\frac{13}{4}} T^{\frac{3}{2}}}{R_s} f_1(h(t) - z) \tan(\alpha(z)) \quad (21)$$

où $h(t)$ est la profondeur d'eau variant selon la marée, f_1 est la fonction de forme de l'érosion (Skafel & Bishop, 1994), R_s est la résistance des sédiments et $\alpha(z)$ est la pente variant verticalement. On a considéré que le talus s'était formé après dix événements d'érosion. Le

paramètre R_s est utilisé dans le modèle comme paramètre d'ajustement ; cependant, d'autres études ont utilisé diverses représentations de la résistance des matériaux, comme le module de Young, la hauteur de la falaise et la force cohésive (Mano & Suzuki, 1999; Wilcock et al., 1998).

Trenhaile (2009) a développé un modèle basé sur des principes similaires ; cependant, les contraintes érosives ont été étendues pour inclure également l'abrasion. Ceci était basé sur plusieurs études dans les Grands Lacs qui ont montré que l'érosion de l'argile était limitée sans la présence de matériaux abrasifs (sable et cailloux). Le modèle a également examiné plus explicitement la transformation et l'évolution des contraintes de cisaillement dans la zone de déferlement. Le modèle a mis en évidence une forte interdépendance entre l'érosion sous-marine et l'érosion des falaises, rendant bien compte des processus de rétroaction.

5. PARAMÈTRES IMPORTANTS

L'analyse documentaire de la section 3 avait pour but de recenser, par le truchement d'une synthèse de la littérature concernant les modèles relativement simples, les variables qui régissent l'évolution des côtes afin de fournir une base physique pour la sélection des paramètres dans les analyses statistiques futures. Bien que la classification générale des littoraux dicte l'importance relative des paramètres, ceux-ci peuvent très généralement être répartis en deux grandes catégories: hydrodynamique et géomorphologique. Cette section examinera comment ces paramètres jugés essentiels sont quantifiés, simplifiés ou dérivés dans la littérature.

5.1. Hydrodynamique

Dans les modèles décrits, l'évolution de la côte était universellement déterminée par l'hydrodynamique ; les processus éoliens, biologiques, chimiques, etc. n'ont pas été pris en compte dans cette revue de la littérature. La mise en œuvre de l'hydrodynamique varie souvent en fonction de l'objectif global de l'étude ; cependant, elle tend à suivre le paradigme général décrit par Wright et Short (1984) selon lequel les lignes côtières tendent vers un équilibre et le taux de changement est inversement proportionnel à l'énergie disponible (une fonction de la hauteur des vagues). Dean (1991) a noté que le profil d'équilibre d'une plage est partiellement fonction de la hauteur et de la période des vagues. En pratique, l'équilibre n'est pas atteint car l'état de la mer change constamment.

Le principal moteur des modèles est lié à l'état des vagues. La définition de ces conditions varie en fonction des objectifs du modèle. La plupart du temps, les conditions de houle sont définies par la hauteur de la vague à la profondeur de déferlement (H_b) ou la hauteur de la vague au large (H_o) ainsi que la période de la vague (T). Les modèles font souvent la différence entre l'influence relative des changements à court terme et à long terme, en notant que les deux doivent être pris en compte à mesure que la période de prédiction augmente (c'est-à-dire tempête ou par la dérive littorale). Les conditions des vagues en mer sont déterminées soit par des mesures *in situ*, soit par des modèles de prévision des vagues, comme celui développé pour le Golfe par Neumeier et al. (2013) ou le modèle MS50 utilisé par Pêches et Océans Canada.

Le moteur de base des conditions des vagues est la météorologie, en particulier les systèmes de vent et de pression, qui peuvent être contrôlés par une variabilité climatique plus importante. Bacon et Carter (1993) ont montré que la hauteur moyenne des vagues dans l'Atlantique Nord était corrélée à l'oscillation nord-atlantique (ONA) - la différence de pression au niveau de la mer entre l'Islande et les Açores. Castelle et al. (2017) ont montré que le climat hivernal des vagues sur la côte atlantique de l'Europe dépendait du gradient de pression au niveau de la mer entre les îles Canaries et l'Irlande - ce qu'on appelle l'anomalie de pression de l'Europe occidentale (WEPA). Combinés, Castelle et al. (2018) ont montré que la ONA et la WEPA expliquaient les événements de vagues à haute énergie. Cette corrélation a également été étendue à l'évolution côtière où Masselink et al. (2014) et Robinet et al. (2016) ont montré la dépendance de l'évolution du littoral. Dans le Pacifique, l'érosion et la vulnérabilité des côtes varient en fonction de l'oscillation El-Nino-Sud (ENSO) (Barnard et al., 2015).

La hauteur de la vague à la profondeur de déferlement était généralement dérivée en appliquant des approximations empiriques ou analytiques pour la transformation de la vague (Larson et al., 2010) ou un logiciel de modélisation (tel que SWAN). La transformation des vagues (spécifiquement l'exhaussement (shoaling) et la réfraction) était souvent une considération importante dans les modèles car elle contribue à plusieurs phénomènes importants, tels que le transport littoral et la configuration des vagues. L'importance première de la transformation des vagues est liée à la distribution horizontale

(à la fois transversale et parallèle) de l'énergie des vagues. La période de la vague joue également un rôle important dans la transformation de la vague, car elle est directement liée à la longueur d'onde et est invariable dans la zone de déferlement (en supposant que la théorie des vagues linéaires). L'incorporation exclusive des conditions de vagues au large ne tient pas compte des boucles de rétroaction entre la géomorphologie et les conditions de vagues.

Le moteur le plus courant de l'évolution côtière était le niveau de l'eau, dans une certaine combinaison de l'élévation du niveau de la mer, des marées, ainsi que de la configuration du vent et des vagues. Bien qu'ils ne soient pas explicitement pris en compte par les modèles, le débit fluvial (en particulier dans les environnements deltaïques) et le débordement (dans les environnements de tombolo ou des flèches littorales) ont également été considérés comme une composante importante du niveau de l'eau. Comme pour les conditions de vagues, le niveau d'eau a été utilisé pour identifier un nouvel état dans lequel la plage évoluerait vers un nouvel équilibre. Le niveau d'eau joue également un rôle important dans le processus de transformation des vagues. Dans les modèles à complexité réduite, les niveaux d'eau sont généralement issus de mesures *in situ*. Vousedoukas et al. (2020) ont utilisé le Global Surface Water Explorer développé par l'Union européenne, basé sur l'imagerie satellitaire, pour estimer le niveau d'eau. Les modèles à grande échelle peuvent également être utilisés pour simuler la propagation des grandes ondes, comme les marées (Lu et al., 2001) et les ondes de tempête (Bobanović et al., 2006). Les modèles axés sur les données, basés sur les marégraphes, peuvent être utilisés pour estimer les niveaux extrêmes de la mer et les ondes de tempête (Tadesse et al., 2020) ainsi que pour capturer les interactions non linéaires entre les composants (Arns et al., 2020). Des modèles empiriques ont également été utilisés pour estimer le phénomène des niveaux d'eau, comme la configuration des vagues (Melet et al., 2020).

5.2. Géomorphologie

La géomorphologie de l'environnement côtier joue également un rôle essentiel dans l'évolution du littoral. Ce rôle se manifeste à diverses échelles allant des caractéristiques des sédiments au profil transversal en passant par les cellules hydro-sédimentaires. Les modèles les plus simples à complexité réduite, comme celui de Bruun (1962), supposent

un profil transversal et parallèle constant. Tandis que les modèles plus complexes, tels que Robinet et al. (2018), prennent en compte les changements du profil en long.

Les modèles prennent bien en compte l'évolution du profil transversal, mais généralement par le biais d'une approche de profil d'équilibre (Dean, 1991), par opposition à la prise en compte de la formation de caractéristiques en zones extracôtières (offshore). Les profils d'équilibre décrits par Dean (1991) suivent un profil exponentiel contrôlé par l'hydrodynamique et les propriétés des sédiments, en particulier la vitesse de chute. La vitesse de chute est un paramètre complexe (en particulier lorsqu'il s'agit de limons et d'argiles), mais elle peut généralement être considérée comme une fonction de la densité et de la forme des sédiments (Dey et al., 2019). Les équations de transport par la dérive littorale prennent également explicitement en compte le diamètre granulométrique et la porosité des sédiments. Trenhaile (2009) a également noté l'importance des sédiments en tant que matériau abrasif le long des côtes argileuses pour initier l'érosion. Ces paramètres contribuent également à la classification générale du littoral (plage sableuse, vasières, côte rocheuse, etc.), qui dicte l'influence relative des paramètres. Cependant, jusqu'à présent, les modèles à complexité réduite ne font pas de différence significative entre les classifications et se concentrent exclusivement sur les interactions hydromorphodynamiques, ce qui ne tient pas compte de paramètres importants comme la végétation (Van Coppenolle et Temmerman, 2020). Les caractéristiques des sédiments ont généralement été déterminées à partir de mesures *in situ* ou d'estimations basées sur le type de littoral.

L'évolution du profil transversal et la transformation des vagues sont intimement liées et jouent un rôle essentiel dans la boucle de rétroaction où les vagues modifient le profil transversal et où le profil transversal a un impact sur la transformation des vagues. Comme mentionné, les modèles à complexité réduite ne prennent pas en compte les caractéristiques extracôtières, telles que les barres, car la complexité de calcul nécessite un modèle basé sur les processus physiques (Ranasinghe, 2020). Cependant, les modèles prennent en compte deux aspects liés au profil transversal (*cross-shore*) (indépendants de la transformation des vagues) : la pente du profil et la profondeur de fermeture. La pente du profil contribue à l'ampleur du transport littoral (Kamphuis, 1991) ainsi qu'à la position de la ligne de rivage

(Bruun, 1962). La profondeur de fermeture se réfère à la partie active du profil transversal, c'est-à-dire la section du profil qui est influencée par les vagues. La profondeur de fermeture est souvent utilisée comme une métrique pour déterminer le volume de sédiments qui peut être mobilisé dans l'évolution du profil, bien que Trenhaile (2004) note que cela devrait être tronqué dans le cas d'une plate-forme de rive dure. La mesure de la pente et de la profondeur de fermeture est souvent l'un des paramètres les plus difficiles car la mesure de la bathymétrie offshore peut être difficile à grande échelle. Plusieurs modèles utilisent une estimation empirique de la profondeur de fermeture développée par Nicholls et al. (1998). Athanasiou et al. (2019) ont développé une base de données mondiale des pentes littorales en utilisant l'estimation de Nicholls et al. (1998). Les progrès récents des produits dérivés des satellites pourraient éventuellement être utilisés pour fournir une meilleure estimation de ces deux paramètres importants (Salameh et al., 2019).

L'un des facteurs les plus importants dans l'évolution d'un littoral est le contexte géographique et ceux-ci ne sont pas bien capturés par les modèles à complexité réduite. L'un des principaux commentaires sur ce type de modèles est qu'ils supposent généralement un système fermé. Les systèmes côtiers peuvent parfois être décomposés en cellules littorales représentant une série de sources, de puits et de voies de transport délimitant un système fermé en conditions dites « normales » (Simm et al., 1996). En pratique, cette délimitation peut s'avérer difficile car ces cellules peuvent être vastes, contenir un large éventail de côtes et les données sont souvent rares. Au Québec, ce travail a été entrepris autour du territoire par le Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières (UQAR) (Bernatchez, 2010 ; Bernatchez et Buffin-Bélanger, 2016). Malgré tout, la détermination des apports moyens et saisonniers de sédiments n'est souvent pas possible. De plus, ces modèles n'ont pas tendance à capturer les caractéristiques géographiques plus importantes, telles que les flèches, les baies, les promontoires, qui peuvent avoir une influence significative sur l'évolution de la côte. Des modèles comme LX-Shore ou des modèles de quasi-processus comme LITPACK ont fait des progrès pour discrétiser davantage les caractéristiques complexes; cependant, les données et les processus requis exigent finalement des modèles complets basés sur les processus. Plusieurs modèles à complexité réduite comprennent un paramètre de réglage lié à l'érosion/accrétion de la base qui était destiné à capturer ces influences.

Un aspect qui a été pris en compte par plusieurs des modèles (Alvarez-Cuesta et al., 2021; Robinet et al., 2018) est la présence de structures côtières, c'est-à-dire d'épis, de brise-lames, de digues, etc. Les structures côtières provoquent souvent des discontinuités dans le domaine du modèle, qui peuvent être difficiles à capturer. Généralement, leur influence sur l'hydrodynamique est capturée par la modélisation dans SWAN ou en utilisant des formulations empiriques (par exemple, la diffraction autour des brise-lames semi-infinis). Pour le transport des sédiments, les structures sont représentées par un ensemble distinct de règles (ou conditions aux limites) qui limitent ou excluent le transport des sédiments dans une certaine direction. Robinet et al. (2018) ont montré, au moins qualitativement, que cela semble capturer l'impact des épis. La présence de structures côtières était généralement déterminée sur la base d'inventaires des organes directeurs locaux et de mesures in situ. Le tableau ci-dessous résume les variables qui seront considérées dans les analyses régionales.

Tableau 3: Classement des variables de l'indice de vulnérabilité côtière, pour les côtes canadiennes adapté de (Gornitz, 1991). Les variables explicatives seront utilisées pour chaque regroupement de type de côtes identifiées comme voisinage homogène pour les analyses régionales décrites ci-dessous.

variable	unité	source
Mesures annuelles de déplacement de la côte	m	Réseau de suivi de l'érosion côtière du Québec maritime 2020 LDGIZC-UQAR (2021)
Vitesse du vent	m/s	https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels?tab=overview
Direction dominante du vent	Degré	https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels?tab=overview

Hauteur significative des vagues	m	https://www.meds-sdmm.dfo-mpo.gc.ca/isdm-gdsi/waves-vagues/MSC50-eng.html
Direction dominante des vagues	Degré	https://www.meds-sdmm.dfo-mpo.gc.ca/isdm-gdsi/waves-vagues/MSC50-eng.html
Épaisseur de la couverture de glace	cm	https://www.unidata.ucar.edu/software/tds/current/

6. ANALYSE DE RISQUE

Au cours des dernières décennies, l'évaluation des risques a été considérée comme un outil important dans la gestion stratégique des zones côtières, car elle informe les décideurs sur les zones les plus susceptibles d'être affectées par les événements extrêmes, ainsi que sur l'ampleur, la cause et l'impact des dommages potentiels (Drejza et al., 2019; McLaughlin et al., 2002; Meur-Férec et al., 2008).

Les indices de risques sont obtenus à la suite de l'application d'une approche multicritère qui consiste à combiner divers paramètres agissant sur la formation et l'accélération des processus érosifs. Les traitements et les analyses effectués à l'aide du Systèmes d'Information Géographique (SIG), fournissent une information spatialisée pouvant être utilisée comme support d'aide à la décision en permettant une localisation rapide des zones à hauts risques d'érosion et qui doivent être prioritairement contrôlées et protégées.

Un certain nombre d'études ont appliqué efficacement la technique géospatiale dans l'évaluation quantitative et la cartographie spatiale du gradient des dangers côtiers, de la vulnérabilité et du risque qui en découle dans différentes zones côtières (Boruff et al., 2005; Gornitz, 1991; McLaughlin et al., 2002; Meur-Férec et al., 2008)

Des indices de vulnérabilité spécifiques aux zones côtières ont été développés dans de nombreuses régions du monde, en adaptant les critères au contexte local et aux données disponibles. Parmi ces indices on peut citer les suivants :

L'indice de vulnérabilité côtière (IVC)

C'est la méthode la plus utilisée pour évaluer la vulnérabilité côtière au changement climatique et/ou inondation (Gornitz, 1991). C'est une analyse multicritère, semi-quantitative, qui permet de classer les sections de côte en termes de changement potentiel. Les résultats de cette évaluation sont présentés sous forme de cartes qui permettent d'identifier le niveau de risque par secteur. La méthode de calcul de l'indice de vulnérabilité côtière (IVC) consiste à attribuer des scores variant de 1 à 5 pour chaque paramètre à considérer, avec une valeur de 1 qui indique les sections de côte les moins susceptibles d'augmenter en vulnérabilité et un score de 5 qui indique une plus grande susceptibilité. La racine carrée du produit des scores est divisée par le nombre des paramètres. Le tableau 3 illustre les règles utilisées pour classer les facteurs selon Gornitz (1991).

L'IVC originel peut être adapté aux conditions physiques et socio-économiques de la région d'étude et ce à travers le choix des différents paramètres contribuant à la vulnérabilité côtière (Addo, 2013; Hammar-Klose et al., 2003; Karymbalis et al., 2012; Koroglu et al., 2019; McLaughlin et al., 2002).

Tableau 4: Classement des variables de l'indice de vulnérabilité côtière, pour les côtes canadiennes adapté de (Gornitz, 1991)

	Rang/Score				
Variable	Très faible 1	Faible 2	Moyen 3	Fort 4	Très fort 5
Altitude (m)	>30	21-30	11-20	6-10	0-5
Type de roche	Roches plutoniques	Roches métamorphiques	Roches sédimentaires	Sédiments peu consolidés	Sédiments non consolidés, glace

Type de côte	Falaises rocheuses hautes	Falaises rocheuses moyennes et basses	Plage de sable	Marais, tourbière, flèche côtière, tombolo	Sédiments glaciaire
Variation du niveau marin (cm/100 ans)	>-50	-50 à -20	-19 à +20	21 à 40	>40
Déplacement du trait de côte (m/an)	>+0.1	0	-0.1 à -0.5	-0.6 à -1	>-1
Coefficient de marée	<0.5	0.5-1.9	2.0-4.0	4.1-6.0	>6.0
Hauteur maximale des vagues /an	0-2.9	3.0-4.9	5.0-5.9	6.0-6.9	>6.9

Le Coastal Social Vulnerability Index (CSoVi)

Développé par Boruff et al. (2005) à partir du Socio Vulnerability Index (SoVI) proposé par Cutter et al. (2003), et qui intègre des paramètres sociaux (pauvreté, population, âge, ethnicité, logements, urbanisation...).

Le Place Vulnerability Index (PVI)

Cet indice est également développé (Boruff et al., 2005), associant le CVI et le CSoVI, et qui permet de classer le niveau de vulnérabilité côtière à l'échelle d'une entité administrative selon différentes intensités.

L'Indice de Vulnérabilité des Routes aux Aléas Côtiers (IVRAC)

(Drejza et al., 2019) a développé cet indice pour évaluer la vulnérabilité des routes côtière à court (2020), moyen (2060) et long terme (2100). Neuf sites d'étude au Canada ont été utilisés pour développer l'indice sur 122,4 km de routes. Le IVRAC comprend 14 paramètres relatifs aux éléments suivants : l'exposition d'un site aux risques d'érosion et

d'inondation côtière ; les caractéristiques du réseau routier ; activité anthropique. Les résultats ont montré que 20,6 % des routes côtières étudiées sont actuellement vulnérables aux risques côtiers, et que ce pourcentage passera à 36,4 % en 2060 et à 54,3 % en 2100.

L'indice de vulnérabilité côtière (CCVI)

Kantamaneni et al. (2018) a combiné l'indice de vulnérabilité côtière physique (PCVI) et l'indice de vulnérabilité côtière fiscale (FCVI) dans un nouvel indice de vulnérabilité côtière (CCVI). Cet indice a été testé sur 11 sites britanniques. L'IVCC comprend la largeur de la plage, la largeur des dunes, la pente, les affleurements rocheux et les structures de défense. Cet indice comprend également les propriétés commerciales, les propriétés résidentielles, la population et l'impact des inondations. Le CCVI combiné qui en résulte fournit un indice qui prend en compte non seulement les aspects physiques, mais aussi l'aspect socio-économique.

Le multi-scale coastal vulnerability index, cet indice a été développé par McLaughlin et Cooper (2010), il regroupe les différentes caractéristiques physiques et paramètres socio-économiques, qui correspondent aux enjeux potentiellement menacés (population, patrimoine, infrastructures, terrains à statut de conservation).

7. MODÈLES DE TÉLÉ-CONNEXION APPLIQUÉS À DES VARIABLES CONNEXES

Les variations du climat et du niveau marin dans l'hémisphère nord sont souvent télé-connectées à des phénomènes océaniques et atmosphériques tels que : L'oscillation nord-atlantique (ONA), L'oscillation arctique (OA) et le Pacifique Nord-Américain (PNA) (Allan & Komar, 2006; Barrie & Conway, 2002; Beaugrand, 2010; Bell, 2010; Cumming, 2007; Ruggiero et al., 2001; Walker & Barrie, 2006). Ces phénomènes peuvent provoquer des changements annuels ou interannuels sur les tendances à plus long terme de la température, des précipitations, de la fréquence et de l'intensité des tempêtes et du niveau des mers (Walker & Barrie, 2006). Cela a des impacts sur les systèmes côtiers, tels que l'accélération du processus d'érosion, des inondations côtières plus fréquentes ainsi que des pertes de terres et des zones humides (Allan & Komar, 2006; Zhang et al., 2004). Il

est utile d'étudier l'influence des oscillations atmosphériques à grande échelle en utilisant des indices tels que :

L'oscillation nord-atlantique (ONA)

L'ONA est un facteur climatique qui décrit les variations du régime océan-atmosphère et se mesure comme la différence de pression atmosphérique entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande. Cet indice oscille entre deux phases extrêmes données par le gradient de pression, ce qui induit une variation dans la trajectoire des systèmes, de la force et de la direction des vents, ainsi que de la zone affectée par des précipitations. L'ONA influence également l'intensité et le nombre de tempêtes, leurs trajectoires et leurs conditions météorologiques, qui peuvent toutes affecter les paramètres des vagues (Hurrell & Van Loon, 1997; Wallace & Gutzler, 1981).

La phase positive de l'ONA est associée à des conditions plus froides et plus sèches sur le nord et l'est du Canada ainsi que sur le Groenland. Le long de la côte Est des États-Unis, les hivers sont plutôt doux et humides (Hurrell & Van Loon, 1997; Wolf & Woolf, 2006). La phase négative entraîne des régimes météorologiques opposés. L'ONA est variable sur une série d'échelles spatiales et temporelles (Hurrell, 1995; Marshall et al., 2001). Cette variabilité peut être observée dans la position des trajectoires des tempêtes dans l'Atlantique Nord, ce qui a une grande incidence sur les paramètres des vagues (Chang & Fu, 2002; Dupuis et al., 2006).

PNA (Pacifique Nord-Américain)

Le PNA (Pacifique Nord-Américain) est une oscillation des anomalies de la pression atmosphérique s'étendant du Pacifique subtropical Ouest à la côte Est de l'Amérique du Nord, car cette oscillation varie suivant la position des dépressions et des anticyclones (Barnston & Livezey, 1987; Thompson & Wallace, 1998; Wallace & Gutzler, 1981). C'est le deuxième mode de variabilité interannuelle le plus important dans l'hémisphère nord après l'ONA (Barnston et Livezey, 1987). Il a été démontré que les variations du PNA ont des impacts climatiques régionaux importants (Angel & Isard, 1998; Huntington et al., 2004; Rodionov, 1994). La majorité de ces études portent sur les saisons hivernales/froides

car c'est pendant cette période de l'année que les indices sont le plus fortement corrélés avec le climat de surface.

Contrairement à l'ONA, le PNA est un modèle atmosphérique "quadripôle". Deux anomalies de même signe sont situées au sud des îles Aléoutiennes et sur le sud-est des États-Unis, tandis que deux autres de signe opposé sont centrées près d'Hawaii et sur les montagnes Rocheuses canadiennes. Le signe de ces deux dernières anomalies correspond au signe de la PNA.

Les phases positives du PNA sont caractérisées par des pressions, des températures et des précipitations supérieures à la moyenne sur l'ouest des USA et du Canada, mais à des températures inférieures à la moyenne à travers le Centre-Sud et Sud-Est des États-Unis. Des conditions plus sèches persistent sur le Midwest des États-Unis et dans les prairies canadiennes ainsi que dans le Nord-Ouest du Pacifique. Les Phases négatives correspondent à la situation inverse.

La télé-connexion du PNA influence fortement les précipitations au Canada, au cours de l'automne et de l'hiver. En particulier, ce mode influence fortement les variations dans la province de la Colombie-Britannique méridionale et dans les Prairies, affectant l'intensité dans seulement quelques régions. Cependant, en Ontario et sur le Québec méridional, il influence seulement la fréquence d'événements majeurs en automne et en hiver. Au cours de ces saisons, une PNA négative mène généralement à plus d'événements de précipitations extrêmes (Stone et al., 2000).

L'oscillation arctique (OA)

L'OA a été identifié pour la première fois en 1951 (Lorenz, 1951). L'OA est une variation de la différence de pression atmosphérique, au niveau de la mer, entre 20° N et le Pôle, d'une année à l'autre utilisée pour décrire les configurations des vents arctiques. Ces configurations contrôlent le mouvement de l'air froid arctique, principalement pendant les mois de décembre, janvier, février et mars (Thompson & Wallace, 1998).

L'oscillation arctique (AO) est un mode de variabilité climatique à grande échelle, également appelé mode annulaire de l'hémisphère nord. L'AO est une condition climatique caractérisée par des vents circulant dans le sens inverse des aiguilles d'une montre

(cycloniques) autour de l'Arctique, à environ 55° de latitude nord. Plusieurs auteurs ont démontré une relation entre l'AO et le climat des latitudes moyennes (Rauthe & Paeth, 2004; Shindell et al., 1999; Thompson & Wallace, 1998).

7.1. Les approches proposées

7.1.1. Analyse fréquentielle

L'analyse fréquentielle (AF) est une approche communément utilisée pour l'estimation des événements extrêmes. Cette méthode statistique est utilisée pour prévoir les probabilités futures d'occurrence d'événements extrêmes à des sites d'intérêt. L'AF est utilisée spécifiquement ici pour estimer les quantiles Q_T associés à des périodes de retour T données (par exemple 10 ans, 50 ans, 100 ans, ...). Lorsqu'il y a suffisamment de données à un site d'intérêt donnée, l'estimation de la valeur du quantile Q_T s'obtient en ajustant une loi de distribution statistique à un échantillon de données. Cette approche, dite locale, peut sans considérer explicitement les caractéristiques hydrauliques et géomorphologiques de chaque site. Implicitement, chaque étape (choix de la distribution statistique, estimation des paramètres, etc.) peut varier selon la typologie de chaque site. Ainsi, la finalité de l'AF consiste à relier l'amplitude des événements extrêmes à leur fréquence d'occurrence à travers des distributions de probabilité. Il s'agit alors d'une analyse fréquentielle locale puisque des données sont disponibles localement. Lorsque qu'il n'y a pas de données disponibles au site d'intérêt on doit aller puiser dans les séries chronologiques disponibles à des stations dans les territoires adjacents. On a recours alors à une technique de régionalisation des quantiles. L'analyse fréquentielle régionale (AFR) consiste à estimer des quantiles de la variable d'intérêt (par exemple, indice d'érosion, hauteurs de vagues ou vitesses de vent extrêmes) pour des sites d'intérêts où l'on dispose de peu ou d'aucune information à l'aide de l'information provenant des stations où un historique de suivi existe. Dans ce cas, les variables explicatives liées aux caractéristiques hydrodynamiques, climatiques et géomorphologiques sont utilisées explicitement dans un cadre statistique.

7.1.1.1. Analyse fréquentielle locale

L'estimation de la valeur du quantile Q_T s'obtient en ajustant une loi statistique à un échantillon de données.

Les étapes principales de l'AFL sont les suivantes:

- Extraction des valeurs extrêmes (par exemple, indice d'érosion annuel, vitesse de vent maximum par année ou par saison);
- Vérification des hypothèses statistiques de base (indépendance, stationnarité et homogénéité) pour les différentes séries temporelles;
- Ajustement des différentes lois de probabilité statistiques, estimation de leurs paramètres et choix de la distribution la plus adaptée à l'échantillon;
- Estimation des quantiles de quantiles pour différentes périodes de retour.

Les lois de probabilité les mieux adaptées seront ensuite déterminées parmi un large choix de lois. Différentes statistiques permettront de comparer les différentes lois statistiques : AIC, BIC, Chi-2, Kolmogorov-Smirnov, diagramme des L-moments (Voir Ouarda et al., 2016, pour une description de ces critères de sélection). La meilleure loi pour chaque variable sera utilisée pour calculer les récurrences.

7.1.1.2 Analyse fréquentielle régionale

Au niveau des sites non jaugés (où l'on dispose de peu ou même d'aucune information sur la variable d'intérêt), on a recours à l'AFR. Cette approche permet la prédiction de l'occurrence des événements extrêmes dans des sites non jaugés en se basant sur les données des sites jaugés. Ainsi, l'estimation régionale des quantiles d'indice d'érosion, par exemple, est effectuée en transférant l'information à partir des sites jaugés similaires au site cible.

Les étapes de l'approche de l'AFR sont les suivantes:

- Identification des stations jaugées qui seront étudiées et construction de la base de données d'indice d'érosion de référence;
- Détermination des variables physio-météorologiques (hydrodynamiques, géomorphologiques, climatiques tirées de la liste des variables identifiées dans les sections précédentes) à considérer pour construire les groupes de stations homogènes;
- Identification des groupes de stations homogènes ayant un comportement d'érosion semblable;

- Application d'une approche d'estimation régionale à l'intérieur des groupes homogènes identifiés;
- Élaboration d'équations régionales reliant les variables physio-météorologiques avec les quantiles de différentes périodes de retour;
- Application du modèle aux stations non-jaugées (sites cibles).

Dans cette étude, deux approches de voisinage utilisant l'analyse canonique des corrélations (CCA pour Canonical Correlation Analysis; Ouarda et al., 2001b) et la région d'influence (ROI; Burn, 1990) seront appliquées pour délimiter des régions homogènes, et trois méthodes de régression à savoir le modèle de régression log-linéaire (LLRM), les modèles additifs généralisés (GAM) et la régression multivariée par spline adaptative (MARS) seront utilisées pour l'estimation régionale. Les méthodes de régression sont également appliquées en considérant toutes les stations (ALL), c'est-à-dire le cas où la région homogène s'étend à toute la zone d'étude. Les différentes approches régionales sont présentées brièvement dans les sous-sections suivantes.

Approches de détermination des régions homogènes (DRH)

L'approche CCA est une méthode classique d'analyse multivariée qui permet de créer, à partir d'un ensemble des variables physio-météorologiques et hydrologiques des bassins versants des nouvelles variables, appelées variables canoniques, de sorte qu'elles présentent une corrélation maximale sous la contrainte d'une variance unitaire. Au niveau des sites non jaugés, il est possible d'inférer des variables canoniques reliées à l'érosion à partir des variables canoniques physio-météorologiques, généralement connues. Une région homogène d'un site cible peut être identifiée par une distance de Mahalanobis calculée entre l'estimation de la variable hydrologique dans l'espace canonique du site d'intérêt et des sites adjacents.

La ROI est également une approche qui permet d'identifier le voisinage hydro-sédimentaire d'un site cible. Dans cette méthode, la détermination du voisinage d'un site d'intérêt est basée sur la distance euclidienne déterminant la similarité des stations dans un espace d'attributs multidimensionnel. Ces attributs présentent les variables physio-météorologiques qui décrivent les caractéristiques d'érosion.

Approches d'estimation régionale (ER)

Le modèle de régression linéaire ou le modèle de régression log-linéaire (LLRM) est couramment utilisé pour transférer des informations des sites jaugés vers un site cible. Dans ce modèle, la relation entre la variable d'érosion Y et les caractéristiques physio-météorologiques des stations $(X_1, X_2, \dots, X_m)$ est supposée avoir une forme linéaire (e.g. Girard et al., 2004; Pandey & Nguyen, 1999):

$$\log(Y) = \beta_0 + \sum_{j=1}^m \beta_j \log(X_j) + \varepsilon \quad (22)$$

où β_0 et β_j sont des paramètres inconnus à estimer à l'aide de la méthode des moindres carrés et ε représente l'erreur du modèle.

Modèles additifs généralisés (GAM)

Les modèles additifs généralisés (GAM pour Generalized Additive Models; Hastie & Tibshirani, 1987) sont des modèles non linéaires flexibles capables de modéliser efficacement des variables réponses non forcément gaussiennes (Wood, 2006). Ce modèle utilise un ajustement non paramétrique flexible de fonctions de lissage pour modéliser la variable réponse (e.g. l'indice d'érosion) permettant ainsi une description plus réaliste du phénomène.

Plus formellement, un GAM est défini comme suit :

$$g(Y) = \alpha + \sum_{j=1}^m f_j(X_j) + \varepsilon \quad (23)$$

où g est une fonction de lien monotone, Y est la variable réponse, f_j sont des fonctions de lissage associées à chaque variable explicative X_j , α est l'ordonnée à l'origine et ε est l'erreur du modèle.

Régression multivariée par splines adaptatives (MARS)

Le modèle MARS est introduit par Friedman (1991) comme étant une approche de régression non paramétrique flexible capable de traiter des données de grande dimension. Le modèle MARS peut être considéré comme une extension de GAM. Il peut être défini comme une combinaison linéaire de fonctions de base $BF(X)$ (fonctions de lissage linéaires par morceaux) et de leurs interactions comme suit:

$$f(X) = \beta_0 + \sum_{n=1}^r \beta_n B_n(X) \quad (24)$$

Où : β_0 est l'ordonnée à l'origine, β_n sont les coefficients des fonctions de base et sont estimés par la méthode des moindres carrés une fois que les bases sont déterminées.

7.1.2. Analyse fréquentielle non-stationnaire

La stationnarité des données est une exigence de base dans l'analyse fréquentielle classique. Cependant, la présence de non-stationnarité dans les séries temporelles dans un contexte de changement climatique est communément admise. Aussi, les phénomènes d'oscillation à grande échelle modulent le climat global et impactent les variables climatiques. Dans les modèles d'analyse fréquentielle classiques, les observations sont supposées indépendantes et distribuées de manière identique (iid). Cependant, ces hypothèses ne sont pas satisfaites en présence de non-stationnarités dans les séries climatiques. Des efforts considérables ont donc été investis dans le développement de modèles d'analyse fréquentielle non stationnaire pour les variables climatiques. Par conséquent, les méthodes analytiques conçues pour quantifier les extrêmes doivent être adaptées de manière à prendre en compte les tendances.

Une approche fréquemment utilisée pour traiter les non-stationnarités dans les échantillons de données consiste à introduire des covariables dans les paramètres de la distribution (El Adlouni et al., 2007; Katz et al., 2002; Khaliq et al., 2006; Ouarda & Charron, 2021; Ouarda et al., 2020; Ouarda et al., 2019; Strupczewski et al., 2001). Des distributions conditionnelles covariables et dépendantes du temps sont ensuite obtenues. De telles covariables pourraient incorporer tout ce qui influence la variable à l'étude, par ex. tendances, cycles ou variables physiques qui peuvent représenter les modèles atmosphère-océan. Cette approche a gagné en popularité avec des applications à un grand nombre d'extrêmes hydro-climatiques tels que les précipitations (Thiombiano et al., 2017, 2018 ; Ouarda et al., 2018), les débits de crues (Villarini et al., 2009; Khaliq et al., 2006), les vitesses du vent (Hundechea et al., 2008), les températures de l'air (Ouarda & Charron, 2018; Wang et al., 2013) et la hauteur des vagues (Wang & Swail, 2006).

Dans le cas non stationnaire, les paramètres de distribution sont exprimés en fonction de covariables dépendantes du temps. Par exemple, pour une distribution à deux paramètres, $\mu = \mu_t$, $\sigma = \sigma_t$. Étant donné Y_t , une covariable dépendante du temps (qui peut représenter un indice d'oscillation climatique), les modèles non stationnaires suivants sont définis dans cette étude :

$$\mu_t = \alpha_0 + \alpha_1 Y_t \text{ et } \sigma_t = \beta_0 + \beta_1 Y_t, \quad (25)$$

7.1.2.1. Tests d'hypothèse

La notion de récurrence assume que les conditions physiographiques des stations et les conditions météorologiques sont stationnaires dans le temps. Or ce n'est pas toujours le cas puisque divers facteurs peuvent introduire des non-stationnarités. Des changements de régime des vents, vagues et des niveaux d'eau peuvent être liés à des modifications anthropiques, à l'évolution naturelle (apport en sédiments, couvert végétal), aux changements climatiques, et aux phénomènes d'oscillation climatique tel que El Nino/Oscillation australe.

Le test de Mann-Kendall modifié (Fiala et al., 2010) sera utilisé pour détecter la présence de tendances monotones. Ce test non-paramétrique est basé sur la statistique suivante:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(x_j - x_i) \quad (26)$$

Où x_i et x_j sont les valeurs i et j respectivement de la série temporelle et :

$$\text{sgn}(x_j - x_i) = \begin{cases} 1 & \text{if } x_j - x_i > 0 \\ 0 & \text{if } x_j - x_i = 0 \\ -1 & \text{if } x_j - x_i < 0 \end{cases} \quad (27)$$

7.1.2.2. Détection de points de ruptures multiples

Procédure Bayésienne

Les séries temporelles seront analysées pour voir s'il y a des ruptures qui sont liées à ces non-stationnarités. Une procédure basée sur la théorie Bayésienne sera employée pour identifier les ruptures et identifier les causes potentielles de ces ruptures (Voir Seidou and Ouarda, 2007; Seidou et al., 2007). Cette méthode infère sur la position du changement dans les paramètres d'une régression multiple. Le modèle de la régression multiple est donné par:

$$\mathbf{Y} = \mathbf{X}\boldsymbol{\theta} + \boldsymbol{\varepsilon} \quad (28)$$

où $\mathbf{Y}$ est le vecteur de la variable hydrologique expliquée, $\mathbf{X}$ est la matrice des variables explicatives, $\boldsymbol{\theta}$ est le vecteur des paramètres et $\boldsymbol{\varepsilon}$ est le vecteur d'erreurs. Si un indice de temps est inclus dans $\mathbf{X}$ alors on pourra analyser la présence de ruptures dans la série temporelle. Si des variables explicatives représentant des changements physiographiques ou météorologiques sont inclus, alors il est possible de déduire l'impact de ces changements sur la variable expliquée.

Cumsum test

Les ruptures peuvent également être détectées à l'aide de la méthode des sommes cumulées (cusum). Pour une série temporelle donnée $x_1, x_2, \dots, x_n$, la somme cumulative à chaque instant k est donnée par :

$$S_k = \sum_{i=1}^k (x_i - \bar{x}) \quad (29)$$

Les ruptures sont ensuite détectées visuellement par un graphique de S_k en fonction de k .

CONCLUSION

Le présent rapport a mis en exergue les principales causes et processus physiques qui provoquent de l'érosion côtière. La nomenclature des modèles physiques simples existant a permis d'identifier les principales variables en cause. Le rapport a aussi permis de

contraster deux approches d'analyse de risque. Les méthodes descriptives (indice moyen) et d'extrapolation linéaire (régression des taux cumulatifs et EPR) ont certaines limites, surtout dans un contexte où les séries chronologiques sont relativement courtes, avec une variance élevée. L'approche probabiliste proposée permettra plutôt d'évaluer le risque selon la probabilité au dépassement (convertie en quantile avec période de retour) d'un taux d'érosion. De plus, la méthode de régionalisation proposée permettra d'estimer ce risque à des sites ayant peu ou pas de données.

8. BIBLIOGRAPHIE

- Addo KA (2013) Assessing coastal vulnerability index to climate change: The case of Accra–Ghana. *Journal of Coastal Research* (65 (10065)):1892-1897.
- Allan JC & Komar PD (2006) Climate controls on US West Coast erosion processes. *Journal of coastal research* 22(3):511-529.
- Allard J (1980) Étude ponctuelle de stabilité de la terrasse inférieure dans la municipalité de Rivière St-Jean. *Ministère de l'Énergie et des Ressources, Service de la géotechnique, Québec*.
- Alvarez-Cuesta M, Toimil A & Losada I (2021) Modelling long-term shoreline evolution in highly anthropized coastal areas. Part 1: Model description and validation. *Coastal Engineering* 169:103960.
- Angel JR & Isard SA (1998) The frequency and intensity of Great Lake cyclones. *Journal of Climate* 11(1):61-71.
- Antolínez JA, Méndez FJ, Anderson D, Ruggiero P & Kaminsky GM (2019) Predicting climate-driven coastlines with a simple and efficient multiscale model. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 124(6):1596-1624.
- Arns A, Wahl T, Wolff C, Vafeidis AT, Haigh ID, Woodworth P, Niehüser S & Jensen J (2020) Non-linear interaction modulates global extreme sea levels, coastal flood exposure, and impacts. *Nature communications* 11(1):1-9.
- Athanasiou P, Van Dongeren A, Giardino A, Vousdoukas M, Gaytan-Aguilar S & Ranasinghe R (2019) Global distribution of nearshore slopes with implications for coastal retreat. *Earth system science data* 11(4):1515-1529.
- Athanasiou P, van Dongeren A, Giardino A, Vousdoukas MI, Ranasinghe R & Kwadijk J (2020) Uncertainties in projections of sandy beach erosion due to sea level rise: an analysis at the European scale. *Scientific reports* 10(1):1-14.
- Bacon S & Carter D (1993) A connection between mean wave height and atmospheric pressure gradient in the North Atlantic. *International Journal of Climatology* 13(4):423-436.
- Barnard PL, Short AD, Harley MD, Splinter KD, Vitousek S, Turner IL, Allan J, Banno M, Bryan KR & Doria A (2015) Coastal vulnerability across the Pacific dominated by El Nino/Southern oscillation. *Nature Geoscience* 8(10):801-807.
- Barnston AG & Livezey RE (1987) Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Monthly weather review* 115(6):1083-1126.
- Barrie JV & Conway KW (2002) Rapid sea-level change and coastal evolution on the Pacific margin of Canada. *Sedimentary Geology* 150(1-2):171-183.
- Beaugrand HER (2010) *Beach-dune morphodynamics and climate variability impacts of Wickaninnish Beach, Pacific Rim National Park Reserve, British Columbia, Canada.*).
- Bell R (2010) *Wind and wave variability in re-analysis models and satellite measurements in the North Atlantic.*).
- Bergeron G, Demers C, Dion S, Dubois J, Dumoulin G, Gilbert G, Lacroix J, Lainesse S, Morissette A & Richard F (1983) Environnement physique et humain de la région de Lourde-de-Blanc-Sablon, Basse-Côte-Nord du Saint-Laurent. *Rapport de camp de travail, Département de géographie, Université de Sherbrooke*.

- Bernatchez P (2003) Les impacts des changements climatiques sur les littoraux de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent. *Bulletin de l'AQQUA (Association québécoise pour l'Étude du Quaternaire)* 29:8-9.
- Bernatchez P & Dubois J-M (2004) Bilan des connaissances de la dynamique de l'érosion des côtes du Québec maritime laurentien. *Géographie physique et Quaternaire* 58(1):45-71.
- Bernatchez P, Dugas S, Fraser C & Da Silva L (2015) *Évaluation économique des impacts potentiels de l'érosion des côtes du Québec maritime dans un contexte de changements climatiques*. Ouranos,
- Bird EC (1985) Coastline changes. A global review.
- Bobanović J, Thompson KR, Desjardins S & Ritchie H (2006) Forecasting storm surges along the east coast of Canada and the North-Eastern United States: The storm of 21 January 2000. *Atmosphere-Ocean* 44(2):151-161.
- Bokulich A (2021) Taming the Tyranny of Scales: Models and Scale in the Geosciences.
- Boruff BJ, Emrich C & Cutter SL (2005) Erosion hazard vulnerability of US coastal counties. *Journal of Coastal research* 21(5):932-942.
- Bruun P & Schwartz ML (1985) Analytical prediction of beach profile change in response to a sea level rise. *Zeitschrift für Geomorphologie. Supplementband* 57:33-50.
- Burn DH (1990) Evaluation of regional flood frequency analysis with a region of influence approach. *Water Resources Research* 26(10):2257-2265.
- Camus P, Mendez FJ & Medina R (2011) A hybrid efficient method to downscale wave climate to coastal areas. *Coastal Engineering* 58(9):851-862.
- Carrier C (2001) *Évolution de l'artificialité du littoral de la péninsule de Manicouagan de 1965 à 2000*. Département de géographie et télédétection, Faculté des lettres et sciences ...,
- Carter RWG (2013) *Coastal environments: an introduction to the physical, ecological, and cultural systems of coastlines*. Elsevier,
- Castelle B, Dodet G, Masselink G & Scott T (2017) A new climate index controlling winter wave activity along the Atlantic coast of Europe: The West Europe Pressure Anomaly. *Geophysical Research Letters* 44(3):1384-1392.
- Castelle B, Dodet G, Masselink G & Scott T (2018) Increased winter-mean wave height, variability, and periodicity in the Northeast Atlantic over 1949–2017. *Geophysical Research Letters* 45(8):3586-3596.
- Chang EK & Fu Y (2002) Interdecadal variations in Northern Hemisphere winter storm track intensity. *Journal of Climate* 15(6):642-658.
- Cumming RM (2007) *Beach-dune morphodynamics and climatic variability in Gwaii Haanas National Park and Haida Heritage Site, British Columbia, Canada.*.
- Cutter SL (2003) GI science, disasters, and emergency management. *Transactions in GIS* 7(4):439-446.
- Daigle R (2006) Impacts de l'élévation du niveau de la mer et du changement climatique sur la zone côtière du sud-est du Nouveau-Brunswick. *Environnement Canada* 609.
- Davidson M, Splinter K & Turner I (2013) A simple equilibrium model for predicting shoreline change. *Coastal Engineering* 73:191-202.
- Davidson MA, Turner IL, Splinter KD & Harley MD (2017) Annual prediction of shoreline erosion and subsequent recovery. *Coastal Engineering* 130:14-25.
- Dean RG (1991) Equilibrium beach profiles: characteristics and applications. *Journal of coastal research* :53-84.
- Dey S, Zeeshan Ali S & Padhi E (2019) Terminal fall velocity: the legacy of Stokes from the perspective of fluvial hydraulics. *Proceedings of the Royal Society A* 475(2228):20190277.

- Dionne J-C & Bouchard M-C (2000) Nouvelles données sur l'érosion du schorre supérieur à Montmagny, moyen estuaire du Saint-Laurent. *Géographie physique et Quaternaire* 54(2):219-230.
- Dionne J-C & Brodeur D (1988) Erosion des plates-formes rocheuses littorales par affouillement glacié. *Zeitschrift für Geomorphologie* :101-115.
- Drejza S, Bernatchez P, Marie G & Friesinger S (2019) Quantifying road vulnerability to coastal hazards: Development of a synthetic index. *Ocean & Coastal Management* 181:104894.
- Dupuis H, Michel D & Sottolichio A (2006) Wave climate evolution in the Bay of Biscay over two decades. *Journal of Marine Systems* 63(3-4):105-114.
- El Adlouni S, Ouarda TB, Zhang X, Roy R & Bobée B (2007) Generalized maximum likelihood estimators for the nonstationary generalized extreme value model. *Water Resources Research* 43(3).
- Emery K & Aubrey DG (1991) Impact of sea-level/land-level change on society. *Sea Levels, Land Levels, and Tide Gauges*, Springer. p 167-174.
- Environnement N (1997) Restauration des berges du parc régional de Pointe-aux-Outardes: élaboration d'un projet expérimental. *Rapport présenté au ministère des Pêches et des Océans du Canada, Baie-Comeau*.
- Fiala T, Ouarda TB & Hladný J (2010) Evolution of low flows in the Czech Republic. *Journal of Hydrology* 393(3-4):206-218.
- Fisher J & Overton M (1985) Numerical model for dune erosion due to wave uprush. *Coastal Engineering* 1984. p 1553-1558.
- Friedman JH (1991) Multivariate adaptive regression splines. *The annals of statistics* :1-67.
- Gillie RD (1997) Causes of coastal erosion in Pacific island nations. *Journal of Coastal Research* :173-204.
- Girard C, Ouarda TB & Bobée B (2004) Étude du biais dans le modèle log-linéaire d'estimation régionale. *Canadian Journal of Civil Engineering*. 31(2):361-368.
- Gornitz V (1991) Global coastal hazards from future sea level rise. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 89(4):379-398.
- Gornitz V (1995) Sea-level rise: A review of recent past and near-future trends. *Earth surface processes and landforms* 20(1):7-20.
- Hammar-Klose ES, Pendleton EA, Thieler ER, Williams SJ & Norton G (2003) Coastal vulnerability assessment of Cape Cod National Seashore (CACO) to sea-level rise. *US Geological Survey, Open File Report* :02-233.
- Hastie & Tibshirani R (1987) Generalized Additive Models: Some Applications. *Journal of the American Statistical Association* 82(398):371-386.
- Hundechea Y, St-Hilaire A, Ouarda T, El Adlouni S & Gachon P (2008) A nonstationary extreme value analysis for the assessment of changes in extreme annual wind speed over the Gulf of St. Lawrence, Canada. *Journal of applied meteorology and climatology* 47(11):2745-2759.
- Huntington TG, Hodgkins GA, Keim BD & Dudley RW (2004) Changes in the proportion of precipitation occurring as snow in New England (1949–2000). *Journal of climate* 17(13):2626-2636.
- Hurrell JW (1995) Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science* 269(5224):676-679.
- Hurrell JW & Van Loon H (1997) Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic change at high elevation sites*, Springer. p 69-94.
- Kamphuis JW (1991) Alongshore sediment transport rate. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering* 117(6):624-640.

- Kantamaneni K, Phillips M, Thomas T & Jenkins R (2018) Assessing coastal vulnerability: Development of a combined physical and economic index. *Ocean & Coastal Management* 158:164-175.
- Karymbalis E, Chalkias C, Chalkias G, Grigoropoulou E, Manthos G & Ferentinou M (2012) Assessment of the sensitivity of the southern coast of the Gulf of Corinth (Peloponnese, Greece) to sea-level rise. *Central European Journal of Geosciences* 4(4):561-577.
- Katz RW, Parlange MB & Naveau P (2002) Statistics of extremes in hydrology. *Advances in water resources* 25(8-12):1287-1304.
- Khaliq MN, Ouarda TB, Ondo J-C, Gachon P & Bobée B (2006) Frequency analysis of a sequence of dependent and/or non-stationary hydro-meteorological observations: A review. *Journal of hydrology* 329(3-4):534-552.
- Komar PD (1998) *Beach processes and sedimentation*.
- Komar PD & Inman DL (1970) Longshore sand transport on beaches. *Journal of geophysical research* 75(30):5914-5927.
- Koroglu A, Ranasinghe R, Jiménez JA & Dastgheib A (2019) Comparison of coastal vulnerability index applications for Barcelona Province. *Ocean & coastal management* 178:104799.
- Kraus NC (1988) The effects of seawalls on the beach: an extended literature review. *Journal of coastal Research* :1-28.
- Larson M, Erikson L & Hanson H (2004) An analytical model to predict dune erosion due to wave impact. *Coastal Engineering* 51(8-9):675-696.
- Larson M, Hoan LX & Hanson H (2010) Direct formula to compute wave height and angle at incipient breaking. *Journal of waterway, port, coastal, and ocean engineering* 136(2):119-122.
- Le Cozannet G, Bulteau T, Castelle B, Ranasinghe R, Wöppelmann G, Rohmer J, Bernon N, Idier D, Louisor J & Salas-y-Méla D (2019) Quantifying uncertainties of sandy shoreline change projections as sea level rises. *Scientific reports* 9(1):1-11.
- Lebuis J (1977) Évaluation des risques de coulées argileuses et de glissements de terrain dans la région de la Rivière Saint-Jean. *Ministère des Richesses naturelles, Service de la géotechnique, Québec*.
- Lessard G & Dubois JM (1984) Évolution littorale multitemporelle d'une côte récemment déglacée du nord du golfe du Saint-Laurent. *Revue de géomorphologie dynamique* 33(3):81-96.
- Lorenz EN (1951) Seasonal and irregular variations of the Northern Hemisphere sea-level pressure profile. *Journal of Atmospheric Sciences* 8(1):52-59.
- Lu Y, Thompson KR & Wright DG (2001) Tidal currents and mixing in the Gulf of St. Lawrence: an application of the incremental approach to data assimilation. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 58(4):723-735.
- Mano A & Suzuki S (1999) Erosion characteristics of sea cliff on the Fukushima coast. *Coastal engineering journal* 41(01):43-63.
- Marshall J, Kushnir Y, Battisti D, Chang P, Czaja A, Dickson R, Hurrell J, McCARTNEY M, Saravanan R & Visbeck M (2001) North Atlantic climate variability: phenomena, impacts and mechanisms. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society* 21(15):1863-1898.
- Masselink G, Austin M, Scott T, Poate T & Russell P (2014) Role of wave forcing, storms and NAO in outer bar dynamics on a high-energy, macro-tidal beach. *Geomorphology* 226:76-93.
- McLaughlin S, McKenna J & Cooper J (2002) Socio-economic data in coastal vulnerability indices: constraints and opportunities. *Journal of coastal research* (36 (10036)):487-497.

- Melet A, Almar R, Hemer M, Le Cozannet G, Meyssignac B & Ruggiero P (2020) Contribution of wave setup to projected coastal sea level changes. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 125(8):e2020JC016078.
- Meur-Férec C, Deboudt P & Morel V (2008) Coastal risks in France: an integrated method for evaluating vulnerability. *Journal of Coastal Research* (24 (10024)):178-189.
- Miller JK & Dean RG (2004) A simple new shoreline change model. *Coastal Engineering* 51(7):531-556.
- Moign Y (1972) Étude dynamique d'une plage subarctique: Sept-Îles. *Université de Bretagne Occidentale, France* :303.
- Mörner N-A (2004) Estimating future sea level changes from past records. *Global and Planetary Change* 40(1-2):49-54.
- Neumeier U, Ruest B, Lambert A, Bismuth E, Dumont D, Jacob D, Savard J & Joly S (2013) Modélisation du régime des vagues du golfe et de l'estuaire du Saint-Laurent pour l'adaptation des infrastructures côtières aux changements climatiques. *Rapport final présenté au ministère des Transports du Québec. Institut des sciences de la mer de Rimouski, Université du Québec à Rimouski, 253p.*
- Nicholls RJ, Birkemeier WA & Lee G-h (1998) Evaluation of depth of closure using data from Duck, NC, USA. *Marine geology* 148(3-4):179-201.
- Nishi R & Kraus NC (1997) Mechanism and calculation of sand dune erosion by storms. *Coastal Engineering* 1996. p 3034-3047.
- Ouarda TB & Charron C (2018) Nonstationary temperature-duration-frequency curves. *Scientific reports* 8(1):1-8.
- Ouarda TB & Charron C (2021) Non-stationary statistical modelling of wind speed: A case study in eastern Canada. *Energy Conversion and Management* 236:114028.
- Ouarda TB, Charron C & Chebana F (2016) Review of criteria for the selection of probability distributions for wind speed data and introduction of the moment and L-moment ratio diagram methods, with a case study. *Energy Conversion and Management* 124:247-265.
- Ouarda TB, Charron C & St-Hilaire A (2020) Uncertainty of stationary and nonstationary models for rainfall frequency analysis. *International Journal of Climatology* 40(4):2373-2392.
- Ouarda TB, Girard C, Cavadias GS & Bobée B (2001a) Regional flood frequency estimation with canonical correlation analysis. *Journal of hydrology* 254(1-4):157-173.
- Ouarda TB, Yousef LA & Charron C (2019) Non-stationary intensity-duration-frequency curves integrating information concerning teleconnections and climate change. *International Journal of Climatology* 39(4):2306-2323.
- Ouarda TBMJ, Girard C, Cavadias GS & Bobée B (2001b) Regional flood frequency estimation with canonical correlation analysis. *Journal of Hydrology* 254(1):157-173.
- Pandey G & Nguyen V-T-V (1999) A comparative study of regression based methods in regional flood frequency analysis. *Journal of Hydrology* 225(1):92-101.
- Peck DL & Williams SJ (2003) Sea-level rise and its implication in coastal planning and management. *Ocean Management in Global Change: Proceedings of the Conference on Ocean Management in Global Change, Genoa, 22-26 June 1992*. CRC Press, p 52.
- Pelnard-Considère R (1957) Essai de theorie de l'évolution des formes de rivage en plages de sable et de galets. *Journées de l'hydraulique* 4(1):289-298.
- Ranasinghe R (2020) On the need for a new generation of coastal change models for the 21 st century. *Scientific reports* 10(1):1-6.
- Ranasinghe R, Callaghan D & Stive MJ (2012) Estimating coastal recession due to sea level rise: beyond the Bruun rule. *Climatic Change* 110(3):561-574.

- Rauthe M & Paeth H (2004) Relative importance of Northern Hemisphere circulation modes in predicting regional climate change. *Journal of climate* 17(21):4180-4189.
- Robinet A, Castelle B, Idier D, Le Cozannet G, Déqué M & Charles E (2016) Statistical modeling of interannual shoreline change driven by North Atlantic climate variability spanning 2000–2014 in the Bay of Biscay. *Geo-Marine Letters* 36(6):479-490.
- Robinet A, Idier D, Castelle B & Marieu V (2018) A reduced-complexity shoreline change model combining longshore and cross-shore processes: The LX-Shore model. *Environmental modelling & software* 109:1-16.
- Rodionov SN (1994) Association between winter precipitation and water level fluctuations in the Great Lakes and atmospheric circulation patterns. *Journal of Climate* 7(11):1693-1706.
- Roelvink D, Reniers A, Van Dongeren A, De Vries JVT, McCall R & Lescinski J (2009) Modelling storm impacts on beaches, dunes and barrier islands. *Coastal engineering* 56(11-12):1133-1152.
- Ruggiero P, Komar PD, McDougal WG, Marra JJ & Beach RA (2001) Wave runup, extreme water levels and the erosion of properties backing beaches. *Journal of coastal research* :407-419.
- Ryabchuk D, Kolesov A, Chubarenko B, Spiridonov M, Kurennoy D & Soomere T (2011) Coastal erosion processes in the eastern Gulf of Finland and their links with geological and hydrometeorological factors.
- Salameh E, Frappart F, Almar R, Baptista P, Heygster G, Lubac B, Raucoles D, Almeida LP, Bergsma EW & Capo S (2019) Monitoring beach topography and nearshore bathymetry using spaceborne remote sensing: A review. *Remote Sensing* 11(19):2212.
- SCHEPPER R, DE VRIES S, RENIERS A, KATSMAN C, ALMAR R, BERGSMA E & DAVIDSON M (2019) Multi-timescale shoreline modelling. *Coastal Sediments 2019: Proceedings of the 9th International Conference*. World Scientific, p 2200-2210.
- Seidou O, Asselin J & Ouarda TB (2007) Bayesian multivariate linear regression with application to change point models in hydrometeorological variables. *Water Resources Research* 43(8).
- Seidou O & Ouarda TB (2007) Recursion-based multiple changepoint detection in multiple linear regression and application to river streamflows. *Water Resources Research* 43(7).
- Shindell DT, Miller RL, Schmidt GA & Pandolfo L (1999) Simulation of recent northern winter climate trends by greenhouse-gas forcing. *Nature* 399(6735):452-455.
- Skafel MG & Bishop CT (1994) Flume experiments on the erosion of till shores by waves. *Coastal Engineering* 23(3-4):329-348.
- Souza CrdGE (2001) Coastal erosion risk assessment, shoreline retreat rates and causes of coastal erosion along the state of São Paulo coast, Brazil. *Pesquisas em Geociências* 28(2):459-474.
- Splinter KD, Turner IL, Davidson MA, Barnard P, Castelle B & Oltman-Shay J (2014) A generalized equilibrium model for predicting daily to interannual shoreline response. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 119(9):1936-1958.
- Stone DA, Weaver AJ & Zwiers FW (2000) Trends in Canadian precipitation intensity. *Atmosphere-ocean* 38(2):321-347.
- Strupczewski W, Singh V & Feluch W (2001) Non-stationary approach to at-site flood frequency modelling I. Maximum likelihood estimation. *Journal of Hydrology* 248(1-4):123-142.
- Tadesse M, Wahl T & Cid A (2020) Data-driven modeling of global storm surges. *Frontiers in Marine Science* 7:260.
- Thiombiano AN, El Adlouni S, St-Hilaire A, Ouarda TB & El-Jabi N (2017) Nonstationary frequency analysis of extreme daily precipitation amounts in Southeastern Canada using a peaks-over-threshold approach. *Theoretical and Applied Climatology* 129(1):413-426.
- Thompson DW & Wallace JM (1998) The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical research letters* 25(9):1297-1300.

- Toimil A, Losada IJ, Nicholls RJ, Dalrymple RA & Stive MJ (2020) Addressing the challenges of climate change risks and adaptation in coastal areas: A review. *Coastal Engineering* 156:103611.
- Trenhaile A (2004) Modeling the accumulation and dynamics of beaches on shore platforms. *Marine Geology* 206(1-4):55-72.
- Trenhaile AS (2009) Modeling the erosion of cohesive clay coasts. *Coastal Engineering* 56(1):59-72.
- Trenhaile AS (2018) Modelling the effect of rising sea level on beaches with resistant foundations. *Marine Geology* 395:1-13.
- Valton A, Dubois J & Boisvert J (1983) Projet d'évolution des littoraux du golfe du Saint-Laurent: les tempêtes et l'érosion des côtes. *PJ Ricketts, édit., Coastal Studies in Canadian Geography* (2):103-116.
- Van Coppenolle R & Temmerman S (2020) Identifying global hotspots where coastal wetland conservation can contribute to nature-based mitigation of coastal flood risks. *Global and Planetary Change* 187:103125.
- Van Rijn L (2011) Coastal erosion and control. *Ocean & Coastal Management* 54(12):867-887.
- Vitousek S, Barnard PL, Limber P, Erikson L & Cole B (2017) A model integrating longshore and cross-shore processes for predicting long-term shoreline response to climate change. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 122(4):782-806.
- Vousdoukas MI, Ranasinghe R, Mentaschi L, Plomaritis TA, Athanasiou P, Luijendijk A & Feyen L (2020) Sandy coastlines under threat of erosion. *Nature climate change* 10(3):260-263.
- Walkden M & Hall J (2005) A predictive mesoscale model of the erosion and profile development of soft rock shores. *Coastal Engineering* 52(6):535-563.
- Walker IJ & Barrie JV (2006) Geomorphology and sea-level rise on one of Canada's most sensitive coasts: Northeast Graham Island, British Columbia. *Journal of Coastal Research* :220-226.
- Wallace JM & Gutzler DS (1981) Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Monthly weather review* 109(4):784-812.
- Wang XL & Swail VR (2006) Climate change signal and uncertainty in projections of ocean wave heights. *Climate Dynamics* 26(2-3):109-126.
- Wang XL, Trewin B, Feng Y & Jones D (2013) Historical changes in Australian temperature extremes as inferred from extreme value distribution analysis. *Geophysical Research Letters* 40(3):573-578.
- Warren I & Bach HK (1992) MIKE 21: a modelling system for estuaries, coastal waters and seas. *Environmental Software* 7(4):229-240.
- Welsted JE (1960) *The physiography and evolution of the Natashquan Terrace*. (McGill University Libraries).
- Wilcock PR, Miller DS, Shea RH & Kerkin RT (1998) Frequency of effective wave activity and the recession of coastal bluffs: Calvert Cliffs, Maryland. *Journal of Coastal Research* :256-268.
- Wolf J & Woolf DK (2006) Waves and climate change in the north-east Atlantic. *Geophysical Research Letters* 33(6).
- Wood (2006) *Generalized additive models: an introduction with R*. CRC press,
- Woodroffe CD (2002) *Coasts: form, process and evolution*. Cambridge University Press,
- Woodworth P, Tsimplis M, Flather R & Shennan I (1999) A review of the trends observed in British Isles mean sea level data measured by tide gauges. *Geophysical Journal International* 136(3):651-670.
- Wright LD & Short AD (1984) Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine geology* 56(1-4):93-118.

- Yates M, Guza R & O'reilly W (2009) Equilibrium shoreline response: Observations and modeling. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 114(C9).
- Zhang K, Douglas BC & Leatherman SP (2004) Global warming and coastal erosion. *Climatic change* 64(1):41-58.