



Université du Québec
à Rimouski

ANALYSE DU REcul LATÉRAL D'UN MARAIS SALÉ SUBARCTIQUE SOUS L'INFLUENCE D'UNE STRUCTURE RIGIDE DE PROTECTION

Mémoire présenté

dans le cadre du programme de maîtrise en géographie

en vue de l'obtention du grade de maître ès sciences

PAR

© **FATEN ZOUAGHI**

Septembre 2024

Composition du jury :

Thomas Buffin-Bélanger, président du jury, Université du Québec à Rimouski

David Didier, directeur de recherche, Université du Québec à Rimouski

Pascal Bernatchez, codirecteur de recherche, Université du Québec à Rimouski

Jacob Stolle, examinateur externe, Institut national de la recherche scientifique

Dépôt initial le 01 avril 2024

Dépôt final le 09 septembre 2024

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI
Service de la bibliothèque

Avertissement

La diffusion de ce mémoire ou de cette thèse se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire « *Autorisation de reproduire et de diffuser un rapport, un mémoire ou une thèse* ». En signant ce formulaire, l'auteur concède à l'Université du Québec à Rimouski une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de son travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, l'auteur autorise l'Université du Québec à Rimouski à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de son travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de la part de l'auteur à ses droits moraux ni à ses droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, l'auteur conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont il possède un exemplaire.

[À mon fils, ma plus grande
motivation et ma plus belle inspiration,
avec tout mon amour.]

REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à exprimer ma profonde gratitude envers David Didier, mon directeur, pour sa disponibilité et sa patience tout au long de ce projet enrichissant. Sa guidance et ses conseils ont été d'une grande valeur pour moi, surtout lors de ma première expérience de rédaction d'un article scientifique en anglais. Je souhaite également remercier Pascal Bernatchez, mon co-directeur, pour le prêt du matériel indispensable à la collecte des données sur le terrain et pour son intérêt constant pour les résultats obtenus.

Un grand merci à Charles Jourdain Bonneau, Vincent Villeneuve Laroche, Camille Grammond, Béatrice Noël, et Émilie Bourassa pour leur collaboration précieuse lors de mes sorties sur le terrain et mes analyses. Leurs contributions ont rendu ces journées à la fois possibles et plaisantes.

Ma sincère reconnaissance va à tous les étudiants et employés avec qui j'ai eu le privilège de travailler au cours de ces trois années de projet. Leur soutien et leurs conseils ont été inestimables. Je tiens particulièrement à remercier Charles Caulet, Jérémy Baudry, Cédric Chavanne, Simon Senneville et Sébastien Dugas pour leur assistance et leurs précieuses contributions dans le domaine de l'hydrodynamique. Un grand merci également à Mathieu Bélisle pour son aide dans l'acquisition et le traitement des données photogrammétriques.

Je tiens également à exprimer ma reconnaissance envers le ministère des Transports du Québec et le Réseau Québec Maritime pour leur soutien financier, qui a été essentiel pour la réalisation de ce projet.

Enfin, un immense merci à mon mari pour son soutien indéfectible. Son amour inconditionnel a été ma source de force et de motivation tout au long de cette aventure. Sans lui, je n'aurais pas pu atteindre mes objectifs. Merci infiniment, Sidik.

RÉSUMÉ

Les marais salés sont des milieux influencés par divers facteurs comme les conditions météo-océaniques, les apports sédimentaires, les activités humaines et la glace de mer dans les régions froides. Dans l'estuaire du Saint-Laurent au Québec, les communautés côtières font face à des problèmes tels que l'érosion, qui affecte des infrastructures vitales comme les autoroutes. À Rivière-du-Loup, un brise-lames en pierre a été érigé pour protéger à la fois le rivage du marais et l'autoroute. Cette étude examine l'impact de ce brise-lames ainsi que d'autres facteurs comme l'énergie des vagues, la glace et les conditions locales sur le mouvement latéral du marais salé à Rivière-du-Loup. Une analyse sur la période de 1927 à 2023, combinant les mesures de recul du marais, les données de télédétection et les informations météorologiques, révèle une variabilité significative dans les taux et les schémas d'érosion. La partie nord-est a subi les reculs les plus importants, qui diminuent graduellement vers le sud-ouest, en adéquation avec les variations de densité de végétation de Spartine dans le schorre. Sur les 3,5 km de marais analysés, un recul moyen de 63,10 m a été enregistré depuis 1927. Un recul maximal de 178,5 m est observé, indiquant un taux moyen de recul à long terme de $0,7 \pm 0,12$ m/an. L'installation du brise-lames a entraîné une réduction immédiate de l'impact des vagues dans la zone protégée, réduisant les taux moyens de recul d'environ quatre fois. Le brise-lames induit une diminution de l'énergie des vagues incidentes qui varie considérablement selon le niveau d'immersion du brise-lames, allant de 96% à 66%. Une analyse à court terme révèle des taux de recul plus élevés pendant la saison de fonte des glaces au printemps, mais l'absence prolongée de glace a le plus grand impact cumulatif sur l'érosion. Ces taux sont significativement liés à l'énergie des vagues et au dégel printanier. L'énergie des vagues entraîne principalement le recul de schorre supérieur pendant les périodes sans glace, tandis que le dégel prédomine pendant la saison de fonte des glaces printanière. Pour la gestion du littoral, il importe donc de bien prendre en compte les variabilités saisonnières dans les processus côtiers, car ceux-ci induisent des reculs différents tout au long de l'année.

Mots clés : Marais salés, dynamique côtière, évolution du trait de côte, brise-lames, énergie des vagues, érosion glaciale.

ABSTRACT

Salt marshes are environments influenced by various factors such as meteo-oceanic conditions, sediment inputs, human activities, and sea ice in cold regions. In the St. Lawrence Estuary in Quebec, coastal communities face issues such as erosion, which affects vital infrastructure like highways. In Rivière-du-Loup, a stone breakwater has been installed to protect both the marsh shoreline and the highway 20. This study examines the impact of this breakwater as well as other factors such as wave energy and local conditions on the lateral movement of the salt marsh at Rivière-du-Loup. An analysis spanning from 1927 to 2023, combining marsh retreat measurements, remote sensing data, and meteorological information, reveals significant variability in erosion rates and patterns. The northeast part experienced the most substantial retreats, gradually decreasing towards the southwest, in line with variations in *Spartina* vegetation density in the tidal flat. Over the 3.5 km of marsh analyzed, an average retreat of 63.10 m has been recorded since 1927. A maximum retreat of 178.5 m is observed, indicating a long-term average retreat rate of 0.7 ± 0.12 m/yr. The installation of the breakwater led to an immediate reduction in wave impact in the protected area, reducing average retreat rates by about four times. The breakwater induces a decrease in incident wave energy that varies significantly depending on the breakwater immersion level, ranging from 96% to 66%. Short-term analysis reveals higher retreat rates during the spring ice melting season, but the prolonged absence of ice has the greatest cumulative impact on erosion. These rates are significantly linked to wave energy and spring thawing. Wave energy primarily drives marsh retreat during ice-free periods, while thawing predominates during the spring ice melting season. For coastal management, it is essential to consider seasonal variability in coastal processes, as they induce different retreats throughout the year.

Keywords: Saltmarshes, shoreline change, coastal dynamics, breakwater, wave power, glacial erosion.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	ix
RÉSUMÉ.....	x
ABSTRACT	xii
TABLE DES MATIÈRES	xiv
LISTE DES TABLEAUX.....	xvi
LISTE DES FIGURES.....	xvii
CHAPITRE 1 INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
1.1 LES MARAIS SALÉS ET LEURS AGENTS MORPHOGÈNES.....	1
1.1.1 Marais salés : description, caractéristiques, et contexte d'implémentation	1
1.1.2 Évolution spatio-temporelle des marais salés.....	3
1.1.3 Les agents naturels morphogènes : vagues, courants, niveaux d'eau, glaces.....	5
1.1.4 Les agents anthropiques morphogènes : l'agriculture et l'établissement d'infrastructures urbaines et de défenses côtières	11
1.2 DYNAMIQUE DES MARAIS INTERTIDAUX.....	13
1.2.1 Dynamique sédimentaire	13
1.2.2 Dynamique végétale.....	15
1.3 IMPACTS DES OUVRAGES DE PROTECTION SUR L'HYDRODYNAMISME ET LA MORPHODYNAMIQUE DES MARAIS SALÉS	18
1.3.1 Ouvrages de protection : définition et concepts.....	18
1.3.2 Efficacité à court et long terme des modes de protection actuels dans les marais	20
1.4 DYNAMIQUE DES MARAIS DU SAINT-LAURENT.....	24
1.5 PROBLÉMATIQUE ET OBJECTIFS	28
1.5.1 PROBLÉMATIQUE.....	28
1.5.2 OBJECTIFS	29
CHAPITRE 2 ANALYSIS OF LATERAL RETREAT OF A SUBARCTIC SALTMARSH UNDER THE INFLUENCE OF HARD DEFENSE STRUCTURE.....	31

RÉSUMÉ EN FRANÇAIS	32
ABSTRACT	33
2.1 INTRODUCTION	34
2.2 STUDY AREA.....	38
2.3 METHODS	41
2.3.1 Change rates	41
2.3.2 Waves conditions.....	44
2.4 RESULTS	48
2.4.1 Long-term interannual shoreline change (1927-2023)	48
2.4.2 Short-term shoreline change (2021-2023).....	55
2.5 WAVE CHARACTERISTICS	60
2.5.1 Long-term scale	60
2.5.2 Short-term scale.....	63
2.6 DISCUSSION.....	69
2.6.1 Decadal changes in saltmarsh dynamics	69
2.6.2 Short-term impacts of waves and the breakwater on the saltmarsh	70
2.6.3 Relative influence of wave energy	72
2.7 CONCLUSIONS.....	79
ACKNOWLEDGEMENTS	81
CHAPITRE 3 CONCLUSION GÉNÉRALE	82
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	85

LISTE DES TABLEAUX

Table 2.1. Datasets used for long-term scale shoreline change analysis.....	43
Table 2.2. Datasets used for short-term scale shoreline change analysis.....	44
Table 2.3. Long-term shoreline retreat rates at Rivière-du-Loup saltmarsh.	49
Table 2.4. Short-term shoreline retreat rates at Rivière-du-Loup saltmarsh.	57

LISTE DES FIGURES

Fig. 1.1. Coupe transversale schématique montrant la zonation d'un marais salé intertidal au Québec maritime, modifiée de Dionne(2004).....	2
Fig. 1.2. Illustration de l'évolution latérale et verticale d'un marais salé intertidal, modifiée de Fagherazzi et al.(2020).....	4
Fig. 1.3. Schéma conceptuel des interactions entre la végétation et la géomorphologie dans les marais salés, selon Fagherazzi et al.(2012).	18
Fig. 1.4. Dynamique des vagues et des courants autour d'un brise-lames émergé, modifiée de Cáceres et al.(2006).....	22
Fig. 1.5. Dynamique des vagues et des courants autour d'un brise-lames submergé en cas des vagues incidentes perpendiculaires (A) et vagues incidentes obliques (B), où T_c désigne le trait de côte, modifiée de Ranasinghe & Turner(2006).	23
Fig. 2.1. (A) Location map of the Rivière-du-Loup saltmarsh on the south shore of the St. Lawrence Estuary. (B) Morphological map of Rivière-du-Loup saltmarsh (2015 aerial imagery source: UQAR).....	38
Fig. 2.2. Schematic representation of the study methodologies.	42
Fig. 2.3. Location map showing the instruments deployed in the intertidal zone in the Bay of Rivière-du-Loup. The red polygon indicates the drone survey area and the star indicates the WW3 grid point.	47
Fig. 2.4. Beach profiles (P1-P3) and the cross-shore placement of the pressure sensors (PS.S1, PS.S2, PS.S3 and PS.S4).....	47
Fig. 2.5. Mean annual retreat rate between adjacent upper marsh scarp (gray) and with mean long-term decadal rates (black) for the whole study area. Error bars represent the standard deviation associated with the erosion calculated averaging the measurements over all the eroding transects across the study area.	48
Fig. 2.6. Overview of the study area, delineating the five sectors (S1, S2, S3, S4, and S5) overlain on 2015 (bottom) and 2022 (top) imagery source: UQAR, (B) interannual retreat rates, and (C) net shoreline movement at Rivière-du-Loup saltmarsh from 1927 (dark blue line) to 2023 (light blue line). BW: Breakwater, RA: Rock armour. Dashed lines represent the boundary of each sector.	51

Fig. 2.7. Mean annual retreat rate across a given date range (gray) with mean long-term decadal rates (black) for (A) S2, (B) S3, and (C) S4 between 1927 and 2023. Error bars represent the standard deviation of the longshore variability of cross-shore marsh edge migration over the study site. 54

Fig. 2.8. Overview of the lateral retreat in the three sectors (S2, S3, and S4) on drone imagery, (B) net shoreline movement measured between consecutive drone surveys at the Rivière-du-Loup saltmarsh from April 4, 2021, to April 8, 2023. Dashed lines represent the boundary of each sector. 56

Fig. 2.9. Mean daily migration rate across a given date range (A) S2, (B) S3, and (C) S4 from April 4, 2021, to April 8, 2023. Error bars represent the standard deviation of the longshore variability of cross-shore marsh edge migration over the study site. 58

Fig. 2.10. Net shoreline movement at the Rivière-du-Loup saltmarsh from April 4, 2021, to April 8, 2023. Dashed lines represent the boundary of each sector. 59

Fig. 2.11. Mean daily short-term retreat rate between adjacent upper marsh scarps (gray) for the entire study area between April 4, 2021, and April 8, 2023. Error bars represent the standard deviation associated with the erosion calculated averaging the measurements over all the eroding transects across the study area. 60

Fig. 2.12. Modelled wave conditions extracted from a WW3 grid point located 2.6 km offshore of Rivière-du-Loup, between 1980 and 2017. (A) Significant wave height (Hs). (B) Peak wave period (Tp). 61

Fig. 2.13. Long-term trends in physical drivers in Rivière-du-Loup: (A) annual cumulative wave power (WP) and (B) annual number of storms in Rivière-du-Loup. Data for WP and the number of storms were calculated during the ice-free period from May to November. 62

Fig. 2.14. Relationship between saltmarsh shoreline retreat and annual cumulative wave power (WP) for 8 distinct time periods between 1985 and 2015, when both shoreline recession and WP data were available. 63

Fig. 2.15. Wave parameters measured from June 15, 2021, to December 27, 2022, in the saltmarsh of Rivière-du-Loup. Time series plots of significant wave height (Hs) at the four pressure sensors (PS): (A) PS1 offshore, (B) PS.S2 in sector S2, (C) PS.S3 sector S3, and (D) PS.S4 in sector S4. (E) Time series plot of water level measured offshore. Missing data are due to pressure sensor malfunctions and sea ice cover. 64

Fig. 2.16. Comparison of inshore to offshore wave power along three distinct sectors (A) S2, (B) S3, and (C) S4 of the saltmarsh of Rivière-du-Loup during

October to November 2021 as a function of water level. The dashed line represents unity, indicating that offshore wave power (x-axis) is equal to the observed inshore wave power (y-axis).....66

Fig. 2.17. Relationship between erosion rate and cumulative wave power (WP), from April 4, 2021, to April 18, 2023. Marker symbols represent the sector, marker colours represent the season. O1-O3 denote the investigated outliers.....68

Fig. 2.18. Degradation of the marsh scarp in Rivière-du-Loup. (A) The action of waves to cause undercutting, (B, C) examples of wave gully at low tide, and (D) during high tide with wave energy concentration. (E) The effects of glacial detachment on crack formation, and (F) the removal of large rafts.76

CHAPITRE 1

INTRODUCTION GÉNÉRALE

1.1 LES MARAIS SALÉS ET LEURS AGENTS MOPHOGÈNES

1.1.1 Marais salés : description, caractéristiques, et contexte d'implémentation

Les marais salés sont un type d'écosystèmes côtiers qui font partie d'un groupe d'habitats marins appelés zones humides côtières, qui comprennent les mangroves, les herbiers marins et les marécages de l'eau saumâtre (Guerquin, 2019). Également appelé herbu ou marais pré-salé (VERGER, 1968), le marais salé est une zone humide inondée et drainée par l'eau salée apportée par les marées et recouverte d'une végétation tolérante au sel, qui est essentielle à leur stabilité et au piégeage des sédiments (Fagherazzi et al., 2012; Li & Yang, 2009; Moskalski & Sommerfield, 2012; Mudd et al., 2010).

Selon leur position sur l'estran, les marais salés sont généralement divisés en trois zones principales (Fig.1.1). Sur le haut estran se trouve le schorre supérieur, qui est uniquement submergé lors des plus grandes marées et des tempêtes exceptionnelles. Ensuite, on retrouve le schorre inférieur sur le bas estran. Celui-ci est recouvert d'un tapis végétal continu et s'étend entre le niveau moyen des hautes mers et le niveau moyen des mers. Les schorres inférieur et supérieur sont parfois séparés par une microfalaise. Enfin, la slikke est également située sur le bas estran et borde la zone infralittorale. Elle est complètement inondée à chaque marée, s'étend du niveau moyen de la mer (NMM) jusqu'aux marées les plus basses et se distingue par sa pente faible et son absence de végétation (Dionne, 2004).

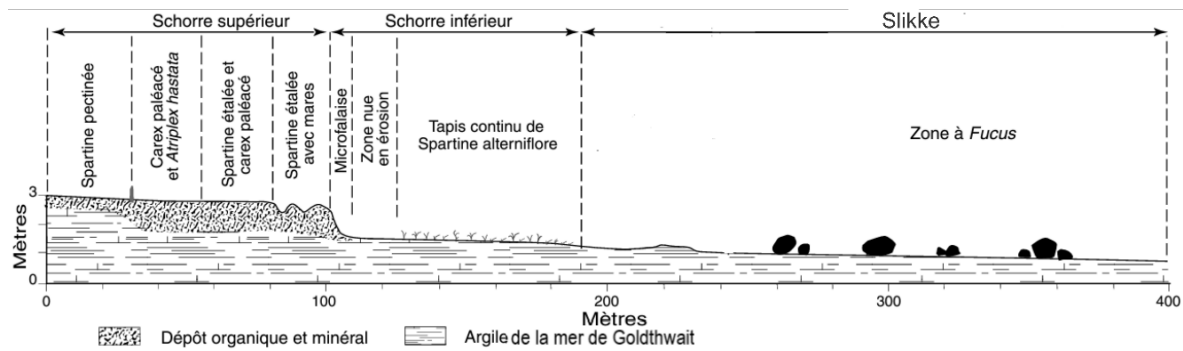


Fig. 1.1. Coupe transversale schématique montrant la zonation d'un marais salé intertidal au Québec maritime, modifiée de Dionne(2004).

Les marais intertidaux jouent un rôle important à plusieurs niveaux. D'abord, en agissant comme des zones tampons naturelles entre la mer et la terre, les marais salés jouent un rôle crucial dans la protection des zones côtières face aux vagues de tempêtes (Fagherazzi, 2014). Les marais salés sont efficaces pour dissiper l'énergie des vagues et les ondes de tempêtes en particulier lorsque le marais est fortement élevé et continu. Les taux d'atténuation des surcotes peuvent varier de 1,7 à 25 cm/km en fonction des caractéristiques des marais et des tempêtes (Leonardi et al., 2018). De plus, les marais intertidaux fournissent de nombreuses fonctions écosystémiques, telles que la séquestration du carbone, la production de la matière organique et le cycle des matières nutritives qui sont toutes d'importance pour préserver la biodiversité côtière (Fagherazzi et al., 2012).

Les marais salés se trouvent des moyennes aux hautes latitudes à l'échelle mondiale, où ils se forment généralement dans des environnements abrités à faible énergie et à faible pente où les sédiments fins (argile, limon et sable fin) peuvent s'accumuler, tels que les estuaires, les lagunes et les deltas (Mcowen et al., 2017). Ces secteurs calmes permettent non seulement la déposition sédimentaire, mais également la colonisation et la croissance de plantes typiques de ces milieux humides. Lorsque la quantité de sédiments boueux apportée est suffisante, la végétation des marais salés peut accumuler d'importantes quantités de sédiments fins. Cette accumulation de sédiments peut entraîner la stabilisation des sols des marais et favoriser ainsi la formation d'un plateau de marais salé (Allen, 1989). Les activités d'enracinement de la végétation renforcent également la consolidation des

argiles et des limons sur ce plateau. Une augmentation de l'élévation et une plus grande stabilité des sédiments favorisent la croissance des plantes, créant ainsi une rétroaction positive entre l'augmentation du taux de sédimentation et la croissance végétale (Fagherazzi et al., 2012). En raison de la variabilité spatiale de l'accumulation de sédiments dans la zone intertidale, la limite entre le schorre supérieur et la zone intertidale devient de plus en plus abrupte et vulnérable aux attaques des vagues. Cela peut conduire à la formation de falaises quasi verticales très érosives qui absorbent ainsi de grandes quantités d'énergie. Les effets combinés de la consolidation accrue et de la protection directe par la végétation maintiennent ces falaises abruptes qui progressent vers l'intérieur des terres (Fagherazzi et al., 2012). De plus, des facteurs externes tels que des tempêtes énergétiques, l'élévation du niveau de la mer et des changements dans l'apport de sédiments peuvent largement déterminer l'évolution géomorphologique de la falaise du marais salé (Fagherazzi et al., 2012; Giulio Mariotti & Fagherazzi, 2010).

1.1.2 Évolution spatio-temporelle des marais salés

La survie des marais salés dépend d'un équilibre délicat entre les processus favorisant leur maintien, comme l'accumulation verticale des sédiments et la colonisation végétale, et ceux qui la mettent en danger, comme la dégradation de la surface et l'érosion des marges. L'évolution des marais salés est étroitement liée à deux composantes (Adam, 1990; Quintin, 2010; Van Proosdij et al., 2006) soit : 1) la composante verticale, définie par l'élévation ou l'abaissement de la surface du schorre inférieur et de la slikke 2) la composante horizontale, définie par la progradation, la stabilité ou le recul du schorre supérieur (Fig.1.2).

Ces deux composantes s'ajustent selon les variations du niveau de la mer (Chmura et al., 2001; Fagherazzi et al., 2012). Toutefois, l'accrétion verticale des marais est contrôlée par l'accumulation de sédiments minéraux et organiques, le climat des vagues et du vent, l'élévation du niveau de la mer, le régime des marées, et la productivité des plantes

halophiles sur leur plate-forme (D'Alpaos et al., 2005; Fagherazzi & Sun, 2004; Mariotti & Fagherazzi, 2010; Temmerman et al., 2004). Un apport suffisamment important en sédiments permet de maintenir en équilibre l'accrétion verticale du marais (croissance verticale), ce qui maintient une élévation appropriée par rapport au niveau moyen de la mer (Butzeck et al., 2015; French, 2019; Kirwan et al., 2016). Toutefois, si le taux d'accrétion verticale est inférieur au taux de la hausse du niveau marin, il se produit un ajustement latéral. En l'absence de contraintes, le marais migre vers les terres (croissance horizontale), mais ce processus de migration latérale, qui peut durer des décennies, peut entraîner la destruction d'importantes étendues du marais. Dans le cas de contraintes naturelles (par exemple, des falaises) ou artificielles (par exemple, des routes ou des structures de protection) présentes sur la côte et susceptibles de bloquer son expansion vers l'intérieur des terres dans un contexte de hausse du niveau marin, le marais s'érode progressivement pour finalement disparaître. Ce processus est connu sous le terme de coincement côtier (ou *coastal squeeze* en anglais) (Bernatchez & Quintin, 2016; Doody et al., 2004; Pontee, 2013).

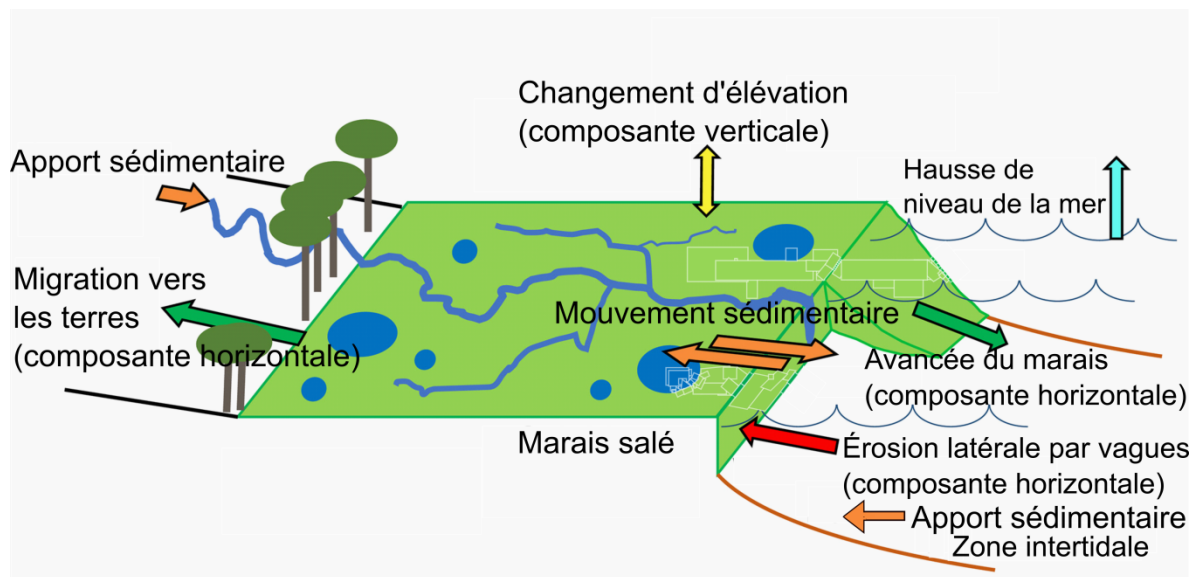


Fig. 1.2. Illustration de l'évolution latérale et verticale d'un marais salé intertidal, modifiée de Fagherazzi et al.(2020).

L'évolution géomorphologique du marais due à l'érosion latérale est causée non seulement par l'élévation du niveau de la mer, mais aussi par l'action des vagues, des courants, du vent, de la distribution temporelle du niveau d'eau (Ladd et al., 2019), de la glace, des processus cryogéniques, de la dessiccation, du picorage (Dionne & Bouchard, 2000; Dionne, 1985a; Dionne, 1985b) et de l'activité humaine (Dionne, 1985; Ward et al., 1998). Le déficit sédimentaire augmente l'énergie des vagues en réduisant l'atténuation par le fond par manque de déposition et favorise ainsi l'érosion de la surface du marais. Cette situation expose le marais à une érosion latérale à long terme (Bouma et al., 2016; Mariotti & Fagherazzi, 2013). Un apport suffisant de sédiments provenant de sources marines ou fluviales peut réduire ce risque d'érosion latérale (Ladd et al., 2019). Par exemple, certains marais de la baie de Fundy au Canada sont résistants à l'érosion grâce à l'apport de sédiments provenant du transport des glaces (Ladd et al., 2019; Van Proosdij et al., 2006).

1.1.3 Les agents naturels morphogènes : vagues, courants, niveaux d'eau, glaces

1.1.3.1 Vagues

Une vague est une déformation de la surface libre des masses d'eau causée principalement sous l'effet du vent. Les vagues qui se forment spécifiquement en raison de l'action du vent sont appelées vagues de vent. En absence de vent ou lorsque ces vagues se propagent en dehors de leur zone génératrice, elles continuent librement leur propagation. C'est ce qu'on appelle la houle (*swellwaves* en anglais). Peu importe leur type, les vagues se caractérisent par leur longueur d'onde (λ , distance entre deux crêtes ou creux), leur hauteur (H , distance verticale entre le creux et la crête), leur période (temps en secondes entre deux crêtes) et leur célérité (c). Ces vagues ont des impacts majeurs sur la morphologie, le transport sédimentaire et la dynamique globale de l'écosystème du marais. Pour étudier cet effet sur le littoral, certains chercheurs se sont tournés vers l'utilisation de l'énergie des

vagues (*wave power* en anglais) afin d'obtenir une vue d'ensemble plus complète du climat des vagues (Casamayor et al., 2022; Corriveau et al., 2016; Finotello et al., 2020; Gibbs et al., 2021). Cette approche permet d'exprimer les paramètres de périodes et de hauteur des vagues conjointement plutôt que séparément et donc de considérer les impacts de l'énergie des vagues sur les marais plutôt qu'un seul paramètre statistique (Corriveau et al., 2016; Reguero et al., 2019). Les vagues ont deux effets opposés sur les marais salés. D'une part, elles provoquent l'accélération de l'érosion latérale des marais. Il convient de noter que l'énergie des vagues est la force motrice la plus significative de l'érosion côtière. En effet, de nombreuses études (Bendoni et al., 2016; Duvall et al., 2019; Everett et al., 2019; Leonardi et al., 2016; Sanford & Gao, 2018; Wang et al., 2021) soulignent que l'érosion des marais salés est principalement due aux vagues de vent et qu'il existe une relation linéaire entre l'énergie des vagues et le taux de recul du schorre supérieur. Mel et al.(2022) ont d'ailleurs montré que cette relation linéaire est valable à toutes les échelles de temps (échelles de temps annuelles, mensuelles et d'une seule tempête). Dans les marais salés, l'action des vagues varie en fonction du niveau de l'eau. À des niveaux d'eau bas, elles enlèvent les matériaux déjà érodés précédemment, ce qui peut entraîner un affaissement ou un effondrement de la surface. Elles forment également des encoches d'érosion, appelées "wave gullies", qui deviennent plus prononcées lors des tempêtes. Lorsque les vagues approchent de la plate-forme du marais, elles fragilisent les racines des plantes qui maintiennent le schorre supérieur en place (Priestas et al., 2015). L'impact des vagues dépend aussi de divers facteurs tels que les caractéristiques mêmes du schorre supérieur. La faible cohérence et compaction de sédiments fins, ainsi que la présence de marelles à la surface du schorre supérieur, explique en partie le taux relativement élevé du recul annuel de la microfalaise du schorre supérieur. Par exemple, le surcreusement de la dépression initiale des marelles sous l'action des vagues augmente le potentiel d'érosion du schorre supérieur (Dionne, 1986). D'autre part, les vagues peuvent également faciliter l'accrétion des marais salés. Les vagues peuvent augmenter l'élévation de la surface du marais en apportant des sédiments organiques et inorganiques le long de son bord et sur le schorre supérieur par des mécanismes similaires aux débordements couramment observés le

long des chenaux de marée (Finotello et al., 2020). L'effet positif des vagues sur l'accrétion verticale lors des événements extrêmes, compte tenu d'un apport suffisant de sédiments, contraste avec l'érosion latérale en bordure de marais, causée par des vagues relativement petites lors de conditions météorologiques douces et continues (Callaghan et al., 2010; Fagherazzi, 2014; Tonelli et al., 2010). Les tempêtes modérées, mais fréquentes, caractérisées par des vitesses de vent comprises entre 10 et 40 km/h, ont un impact significatif sur l'érosion des marais salés, davantage que les événements météorologiques extrêmes (vitesse du vent supérieure à 65 km/h), qui contribuent à moins de 1 % de l'érosion à long terme des marais salés (Leonardi, 2016). Leonardi et al.(2016) suggère que l'érosion côtière ne soit pas déterminée par un seuil d'énergie des vagues, car l'action des vagues est un phénomène continu. Les vagues de faible énergie et haute fréquence peuvent avoir un impact significatif sur l'érosion latérale des marais. Cependant, Bondoni et al.(2016) suggère qu'il existe un seuil d'ordre de 1 à 2 W/m à partir duquel l'érosion du schorre supérieur se produit, mais ce seuil dépend de l'intervalle d'échantillonnage utilisé pour déterminer le flux d'énergie des vagues.

1.1.3.2 Niveaux d'eau

L'inondation régulière par les marées est l'un des facteurs les plus importants influençant l'apport de sédiments et contribue au maintien de l'élévation de la surface des marais (Donatelli et al., 2018). L'amplitude des marées diffère considérablement dans les marais salés à travers le monde et peut varier de 30 cm à près de 16 m. Sur la base de l'amplitude de la marée de printemps, les marais salés peuvent être divisés en microtidaux (< 2 m), mésotidaux (2 - 4 m) et macrotidaux (> 4 m) (Davies, 1964). La fréquence et l'étendue des inondations dépendent notamment de l'altitude du marais, du marnage local et des propriétés dissipatives de la végétation. Les inondations fréquentes permettent un piégeage plus important des sédiments sur la plate-forme du marais (Donatelli et al., 2018).

Les fluctuations du niveau des marées entraînent non seulement des variations verticales, mais aussi des mouvements horizontaux de masses d'eau appelés courants de marée. Le courant de marée montante est le flot, tandis que le courant de marée descendante est le jusant. Dans les marais, il a été démontré qu'il existe une variabilité de vitesse du courant en fonction de l'heure et de la hauteur de la marée. En effet, les vitesses atteignent leur maximum juste avant et juste après la marée haute. Les vitesses sont généralement plus élevées à marée descendante qu'à marée montante (Bayliss-Smith et al., 1979; Coulombier et al., 2012). Certains auteurs mentionnent que le creusement des chenaux et l'érosion de la surface du marais sont associés à la marée descendante, tandis que l'accumulation est un phénomène lié à la marée montante (Bayliss-Smith et al., 1979). En effet, il a été observé que la quantité de sédiments en suspension était plus importante à marée montante qu'à marée haute (Christiansen et al., 2000; Coulombier et al., 2012; Reed et al., 1999; Sérodes & Dubé, 1983). De plus, lors de certaines marées, cette concentration augmentait à nouveau vers la fin de la marée descendante.

Les marais salés méso- et macro-tidaux ont généralement des apports plus importants de sédiments inorganiques (minéraux) et la contribution de la matière organique aux substrats des marais peut être assez faible (Allen, 2000; Bartholdy et al., 2014; French & Spencer, 1993). Il existe des preuves empiriques qui soutiennent une corrélation positive entre le marnage et le taux de sédimentation (Harrison & Bloom, 1977; French, 2006; Stevenson et al., 1986). Stevenson et al. (1986) ont montré que les marais affectés par les conditions microtidales sont plus sensibles à l'élévation du niveau de la mer que ceux affectés par les conditions méso- et macro-tidales. Même dans les environnements microtidaux, les courants de marée peuvent être forts dans les embouchures resserrées, ce qui peut maintenir localement des concentrations élevées de sédiments en suspension et des taux de sédimentation élevés dans les marais salés adjacents aux chenaux estuariens (French et al., 2008; French & Burningham, 2003). De plus, les événements d'inondation causés par des tempêtes non liées aux marées sont souvent d'une importance relative plus grande dans les marais microtidaux (French, 2006; Stevenson et al., 1986) et peuvent

soutenir la sédimentation inorganique dans les marais salés lorsque les échanges de marée normaux sont limités (Cahoon et al., 1995; Lagomasino et al., 2013; Stumpf, 1983).

Enfin, lorsque le vent souffle vers la côte, directement ou obliquement, ou lorsqu'il y a une baisse de la pression atmosphérique, une accumulation d'eau sur la côte peut aussi être observée. Cette surcote est définie comme une élévation du niveau d'eau statique par rapport à la marée prédite. Ces phénomènes sont à l'origine des ondes de tempête.

1.1.3.3 La glace

La glace est un élément prépondérant de l'évolution des marais intertidaux localisés dans les littoraux froids. Ces marais ne sont couverts de glace que quelques mois par année, et la glace se forme généralement à la fin novembre ou début décembre et persiste jusqu'en avril (Brochu, 1960; Dionne, 1973). Lors des premiers épisodes de temps froid, le pied de glace se forme initialement sur le haut estran et reste jusqu'à la fin de la saison glacielle. Ensuite, la banquise se forme également sur la partie plus large du pied de glace située sur le bas estran, et ce dernier disparaît plutôt (Dionne, 1973). Malgré la courte période d'activité glacielle, celle-ci influence de manière significative la morphologie et la sédimentologie des marais.

La glace contribue autant à la protection qu'à la destruction des marais. D'un côté, le pied de glace joue un rôle protecteur en atténuant l'action des vagues (Hanson, 2006), des courants et de la marée, ce qui engendre une érosion plus lente des littoraux en régions très froides (Dionne, 1973). Une étude menée par Troude & Sérodes (1988) dans un marais de Cap-Tourmente de l'estuaire moyen du Saint-Laurent a révélé qu'il n'y avait aucune érosion de la microfalaise du schorre supérieur durant l'hiver. Les chercheurs ont également démontré que la présence de la glace favorise la sédimentation des particules fines sous les banquises fixes. En effet, l'interaction entre les courants et les vents peuvent

pousser une partie des sédiments collés ou piégés dans la glace vers le haut estran, ce qui a pour conséquence une diminution des pertes de sédiments (Troude & Sérodes, 1988).

L'effet érosif par la glace se manifeste surtout au printemps lors du déglacement. À ce moment-là, la glace arrache de larges radeaux de schorre supérieur, accélérant ainsi le recul de la microfalaise (Dionne, 1986). Durant la période libre de glace, la microfalaise se retrouve exposée sans aucune protection. Son dégel amène à la diminution de la cohésion des sédiments du haut estran, rendant ainsi la microfalaise plus exposée aux agents hydrodynamiques et donc à l'érosion (Dionne, 1986; Drapeau, 1992; Troude & Sérodes, 1988).

Dans le contexte des changements climatiques, une diminution spatiale et temporelle de la glace de mer peut avoir des conséquences majeures sur les côtes. Cela inclut une élévation du niveau de la mer (Edwards et al., 2021; Moon et al., 2018), des perturbations des écosystèmes côtiers et des impacts sur son rôle en tant qu'agent morphogène et de protection (Bernatchez & Dubois, 2004; Forbes & Manson, 2002).

1.1.3.4 Les courants littoraux

Les courants impliqués dans l'évolution des littoraux sont ceux générés par les vagues et les marées. Les grands courants liés à la circulation générale de l'océan, bien qu'ils puissent longer la côte, se déplacent généralement à une vitesse relativement faible et n'ont donc pas d'effet morpho-sédimentaire littoral significatif (Paskoff, 2010).

Les vagues générées dans l'océan se déplacent en direction du rivage et interagissent avec le fond marin à mesure qu'elles approchent du rivage. En général, les vagues se dirigent vers le rivage avec un certain angle d'incidence par rapport à la ligne de côte, puis se transforment jusqu'à leur rupture lors du déferlement lorsque la profondeur devient inférieure à $1/20 L$. L'énergie des vagues incidentes et leur angle d'incidence influencent le déplacement des sédiments. En général, les hauteurs de vagues plus élevées et les vagues

plus obliques au rivage (moins parallèles au rivage ou avec un angle d'incidence plus grand) sont souvent associées à un transport sédimentaire plus important le long des littoraux (López-Ramade et al., 2023). Par conséquent, les courants de déferlement sont capables de modifier le rivage, contribuant ainsi à la formation et à la transformation des caractéristiques côtières. Le déferlement engendre des courants dans la zone de surf qui sont capables de déplacer en suspension, par saltation ou roulage, des sables, des graviers et des galets.

La projection sur le rivage de la vague qui vient de déferler est appelée jet de rive (*runup*). Ce phénomène est la somme d'une composante haute fréquence dynamique (*swash*) et d'une composante plus statique (*setup*) liée à une surélévation de l'eau suite au déferlement. Lorsque les vagues atteignent la plage avec un angle, elles remuent les sédiments de manière zigzagante, les faisant monter et descendre dans la zone de swash, ce qui génère un mouvement net de sédiments parallèle au rivage, et ce, dans le sens de la dérive littorale (Paskoff, 2010). Le sens de la dérive littorale (transport longitudinal sédimentaire) est susceptible de s'inverser quand les vents dominants changent de direction (Paskoff, 2010).

L'apport d'eau vers la côte doit être équilibré par un retour vers le large grâce à des courants de retour (Héquette, 2001). Contrairement aux courants de dérive littorale qui sont principalement responsables du transport sédimentaire longitudinal, les courants de retour sont à l'origine de transport vers le large (Héquette, 2001).

1.1.4 Les agents anthropiques morphogènes : l'agriculture et l'établissement d'infrastructures urbaines et de défenses côtières

L'érosion côtière est à la base un phénomène naturel influencé notamment par des facteurs naturels discutés précédemment dans la section 1.3. Les activités humaines et l'occupation du territoire peuvent aggraver ou atténuer cet aléa. La conversion des zones humides côtières, y compris les marais salés et les mangroves, en d'autres formes

d'utilisation des terres telles que l'agriculture, la construction, les infrastructures de transport et le tourisme, constitue une tendance préoccupante dans de nombreux pays en développement (Coleman et al., 2008). Cependant, cette tendance persiste malgré une connaissance approfondie du rôle crucial de ces écosystèmes en tant que mesures préventives (Kirwan & Megonigal, 2013). Entre 25 et 50 % des zones humides côtières du monde ont été perdues, par exemple, en raison de leur conversion directe en terres agricoles et en zones d'aquaculture (Huang et al., 2010; Kirwan & Megonigal, 2013; McLeod et al., 2011). Au Québec, de nombreuses zones humides en bordure du Saint-Laurent ont été aménagées de façon à linéariser la rive ou empêcher les intrusions d'eau salée, ce qui prend la forme d'aboteau sur la rive sud de l'estuaire notamment (Bernatchez & Quintin, 2016). Ces changements dans l'utilisation des terres donnent la priorité au développement économique plutôt qu'à la protection et à l'utilisation à long terme des avantages naturels offerts par les zones humides côtières.

Les marais salés subissent de plus en plus les impacts des changements climatiques causés par les activités humaines. L'élévation du niveau de la mer entraînerait une diminution des zones humides côtières de 20 à 45 % au cours du siècle actuel (Craft et al., 2009). Selon les endroits, ce taux varie de quelques millimètres à plusieurs centimètres par an et est fortement influencé par l'activité humaine. Cependant, la capacité des marais à suivre l'élévation du niveau de la mer par accrétion verticale dépend de plusieurs facteurs. Par exemple, les activités humaines, telles que la construction de barrages et les ouvrages de protection côtiers, changent les taux de transport sédimentaire vers la côte (Kirwan & Megonigal, 2013; Syvitski et al., 2005). Les conséquences de ces perturbations se manifestent par la vulnérabilité des marais aux inondations par incapacité d'accrétion verticale, la perte des zones humides marécageuses, et elles peuvent finalement se transformer en zones d'eau libre. En effet, l'inondation progressive réduit les contributions de matière organique des plantes et accélère l'érosion, créant ainsi une rétroaction qui accélère la détérioration des zones humides côtières (Fagherazzi et al., 2006; Kirwan & Megonigal, 2013; Morris et al., 2002). Cela est notamment le cas dans le golfe du Mexique,

la lagune de Venise et la baie de Chesapeake (Carniello et al., 2009; Kearney et al., 2002; Reed, 1995).

La durabilité à long terme des écosystèmes de marais salés face au changement climatique et à l'élévation du niveau de la mer est basée sur la persistance de la végétation (Granse et al., 2021). Cependant, l'eutrophisation, qui survient lorsque des quantités excessives de nutriments tels que l'azote et le phosphore pénètrent dans l'écosystème, peut l'affecter. Ces nutriments proviennent de diverses sources, telles que l'augmentation de la densité de population humaine, les installations de traitement des eaux usées, les zones urbaines où les eaux de ruissellement transportent des polluants, ainsi que les activités agricoles entraînant un ruissellement excessif d'engrais et de déchets d'élevage (Deegan et al., 2012; Pinay et al., 2017). Cette situation entraîne une augmentation de la biomasse des feuilles en surface, mais une diminution de la biomasse dense des racines souterraines qui stabilisent les berges (Deegan et al., 2012; Nelson & Zavaleta, 2012). De plus, l'eutrophisation accélère la décomposition microbienne de la matière organique, empêchant ainsi l'accrétion et limitant la capacité des marais à suivre l'élévation du niveau de la mer (Deegan et al., 2012; Wasson et al., 2017; Watson et al., 2014). Deegan et al.(2012) indiquent également que cela entraîne la conversion de zones importantes des marais en vasières non végétalisées.

1.2 DYNAMIQUE DES MARAIS INTERTIDEAUX

1.2.1 Dynamique sédimentaire

Les marais littoraux captent des sédiments provenant de différentes sources : marine (issus de la plate-forme marine), côtière (dérivés de l'érosion côtière et du transport côtier) et fluviale (transportés depuis l'intérieur des terres par les cours d'eau) (Allen, 2000; Quintin, 2010). Ces sédiments sont ensuite déposés dans des zones favorables à leur

accumulation. La sédimentation à la surface des marais salés est contrôlée par l'interaction entre la géomorphologie (élévation et largeur de la plate-forme et distance par rapport au chenal de marée), les caractéristiques écologiques de la végétation des marais salés (biomasse végétale, zonation de la végétation, variation saisonnière, densité des tiges et forme), le régime des marées et les conditions hydrodynamiques (hauteur d'eau, vitesse d'écoulement et vagues) (Fig.1.3) (Fagherazzi et al., 2012; Leonard & Reed, 2002). La combinaison de ces facteurs affecte la variabilité spatiale de la sédimentation des marais salés. De nombreuses études ont identifié que les taux de sédimentation diminuent à mesure que l'élévation de la plateforme augmente (Cahoon & Reed, 1995; Fagherazzi et al., 2012; Stoddart et al., 1989). Cela s'explique par le fait que les parties inférieures de la plate-forme du marais sont inondées plus fréquemment, ce qui augmente le temps pendant lequel l'eau reste en contact avec la surface du marais, ce qui entraîne un apport et un dépôt de sédiments plus importants.

Dans les marais salés, les taux de sédimentation diminuent avec l'éloignement des chenaux de marée (Fagherazzi et al., 2012; French, 1993; Leonard, 1997; Temmerman et al., 2003). Cela est dû au dépôt progressif des sédiments le long des chemins d'écoulement depuis les chenaux de marée vers les parties intérieures de la plateforme du marais (Christiansen et al., 2000). Cependant, lorsque l'eau atteint la plateforme du marais, sa vitesse diminue, favorisant l'accumulation des sédiments (D'Alpaos et al., 2007a). De plus, la végétation dense ralentit les courants et réduit la turbulence, facilitant le dépôt des sédiments (Christiansen et al., 2000; Leonard et al., 1995; Zhang et al., 2002). Ce mécanisme est cohérent avec une diminution de la taille des sédiments près de la côte (Allen et al., 2006; Kastler & Wiberg, 1996; Woolnough et al., 1995; Yang et al., 2008; Zhang et al., 2002).

Les vagues sont souvent reconnues pour leur effet érosif sur la surface des marais, en particulier dans les zones où la végétation est faible ou clairsemée. La relation entre les vagues et les sédiments en suspension dans les marais, en particulier pendant la marée montante, a été démontrée par plusieurs chercheurs (Coulombier, 2011; Fagherazzi

&Priestas, 2010; Leonard et al., 1995). En revanche, les vagues peuvent également contribuer à l'accrétion en déposant des sédiments sur la plate-forme du marais, en particulier lors de tempêtes ou de conditions de vagues à haute énergie (Castagno et al., 2018; Kirwan et al., 2016; Roman et al., 1997).

En outre, la végétation des marais salés joue un rôle essentiel dans les processus de sédimentation (Fig.1.3). Les propriétés biophysiques de la végétation des marais ont un impact significatif sur l'énergie des vagues, la vitesse d'écoulement et les paramètres sédimentaires tels que la concentration de sédiments en suspension et le dépôt de sédiments. Par exemple, il y a moins de sédiments en suspension dans la colonne d'eau au-dessus des zones végétalisées qu'au-dessus des zones nues ou à faible végétation (Schulze et al., 2021). Cela s'explique par le fait qu'une forte densité de végétation, un couvert rigide et une biomasse aérienne élevée augmentent le dépôt de sédiments par gravité à la surface des marais en réduisant les vitesses d'écoulement et les turbulences (Fagherazzi et al., 2012; Peralta et al., 2008). Une végétation dense peut capturer des particules de sédiments en suspension, qui sont alors susceptibles de se déposer directement sur elle. Cela illustre l'effet de piégeage direct des sédiments par les plantes des marais salés, ce qui favorise l'accumulation des sédiments verticalement avec le temps (Coulombier et al., 2012).

1.2.2 Dynamique végétale

Les marais salés qui jalonnent les rives du fleuve Saint-Laurent abritent un écosystème unique caractérisé par la présence dominante de la Spartine alterniflore ou du scirpe sur le schorre inférieur (Dionne, 1972; Dionne, 2004; Gauthier, 1982). Cette plante originaire de la côte est de l'Amérique du Nord et du golfe du Mexique (Kirwan et al., 2009), confère aux marais une importance écologique et environnementale cruciale. En agissant comme un amortisseur naturel, elle atténue l'impact des tempêtes et réduit l'érosion des rivages (Gedan et al., 2011; Shepard et al., 2011). Les recherches ont montré que la végétation dense des marais augmente les coefficients de friction, ce qui diminue le flux des courants et dissipe l'énergie des vagues (Temmerman et al., 2013). Outre leur rôle dans

la protection côtière, les marais salés de l'estuaire du Saint-Laurent revêtent une importance particulière pour de nombreuses espèces d'oiseaux aquatiques. Les recherches de Reed & Moisan(1971) ont souligné l'importance cruciale de ces habitats pour la nidification et l'alimentation des oiseaux aquatiques, contribuant ainsi à la richesse de la biodiversité aviaire de la région. Toutefois, malgré son rôle bénéfique dans son habitat naturel, la prolifération incontrôlée de la Spartine alterniflore et son introduction dans des écosystèmes où elle n'était pas présente initialement soulèvent des préoccupations quant à son impact sur la biodiversité et l'équilibre écologique local. Des études menées dans diverses régions du monde, telles que la Chine, l'Europe et l'Afrique du Sud, ont mis en évidence les effets néfastes de cette plante sur la biodiversité, l'hydrologie et la biogéochimie locales (Lin et al., 2022; Querné, 2011; Zhao et al., 2020).

Les marais salés du Saint-Laurent sont soumis à des variations saisonnières importantes, avec des conditions hivernales subarctiques et une végétation qui évolue au fil des saisons. En été, le couvert végétal est dense sur l'ensemble du schorre inférieur, tandis qu'il diminue presque complètement à l'automne pour réapparaître progressivement au printemps (Dionne, 2004). McKee & Patrick (1988) ont montré que les frontières de croissance de *Spartina alterniflora* se situent généralement entre le niveau moyen de basse mer et le niveau moyen de haute mer dans un large éventail de marais salés le long des côtes atlantiques et du golfe des États-Unis. Néanmoins, des différences systématiques dans les limites de croissance et leur distribution étaient observées, et celles-ci semblaient être associées à l'amplitude moyenne des marées, avec une variation supplémentaire due à des facteurs tels que la salinité, le drainage, la composition du sol et la compétition interspécifique (Fig.1.3).

Les inondations et l'accroissement de l'amplitude des marées sont reconnus comme les principaux facteurs influençant la survie des plantes, ce qui constitue la base physique de la zonation distincte des communautés végétales dans les marais (Bockelmann et al., 2002; Sánchez et al., 1996; Silvestri et al., 2005). La dynamique des eaux souterraines joue un rôle crucial dans la régulation de plusieurs processus clés au sein des écosystèmes de

marais (Leonard & Reed,2002). Les fluctuations induites par les marées entraînent une alternance entre la saturation et la non-saturation des sédiments des marais, ce qui influe directement sur les conditions d'aération, ayant ainsi un impact significatif sur le développement végétal et la répartition spatiale de la végétation au sein du marais (Ursino et al., 2004; Xin et al., 2013). Cependant, toute perturbation de cette dynamique des eaux souterraines peut limiter l'établissement initial et la croissance ultérieure de la végétation (Mendelssohn et al., 1980).

La zonation des plantes de marais salés est influencée par une variété de facteurs biotiques et abiotiques (Armstrong et al., 1985; Snow & Vince, 1984).Le flux de marée terrestre (période et fréquence des inondations), la topographie et les facteurs abiotiques souterrains (humidité du sol, disponibilité en oxygène, salinité de l'eau souterraine et statut nutritif) le long des gradients environnementaux jouent un rôle majeur dans la zonation des plantes de marais salés (Marani et al., 2013; Moffett et al., 2012). En revanche, les facteurs biotiques tels que la compétition interspécifique, la transpiration et l'absorption des nutriments ont principalement des effets locaux sur la zonation des plantes dans les marais (Pennings et al., 2005).

Le drainage et l'aération du sol dans un marais salé naturel influencent la répartition des différentes formes de taille de *Spartina alterniflora*, avec un drainage optimal favorisant la croissance des formes de taille plus grandes. Les conditions de drainage affectent également la biomasse des Spartines, avec une croissance maximale observée sous un drainage insuffisant dans des conditions de faible apport en nutriments (Mendelssohn et al., 1980).

Le *Phragmites australis*, originaire d'Eurasie et considéré comme l'une des espèces les plus envahissantes dans le nord-est de l'Amérique du Nord, perturbe la croissance des plantes indigènes sensibles en sécrétant une phytotoxine dans le sol. Cette capacité compétitive sur les espèces indigènes est mise en évidence par sa libération de phytotoxines, ce qui entrave la croissance des plantes locales (Le groupe Phragmites, 2012;

Rudrappa et al., 2009). Rudrappa et al.(2007) ont rapporté que l'acide gallique inhibait la croissance de *Spartina alterniflora* à des concentrations de 0,05 à 0,15 mm.

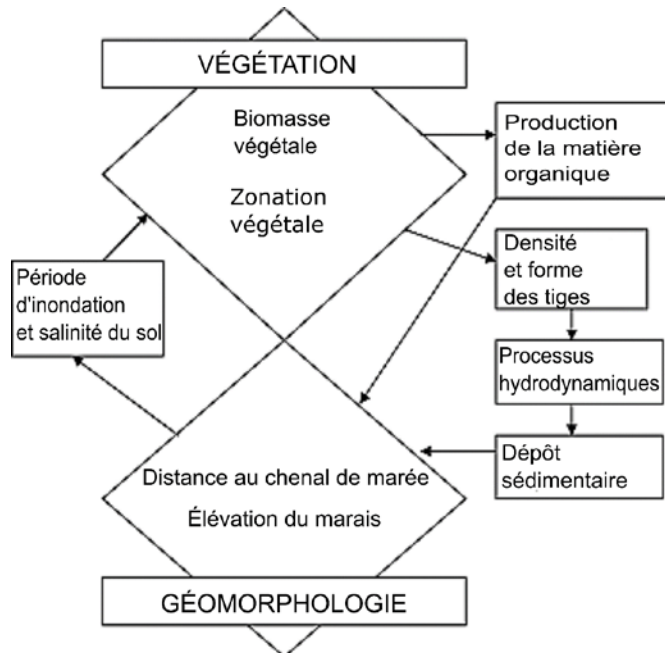


Fig. 1.3.Schéma conceptuel des interactions entre la végétation et la géomorphologie dans les marais salés, selon Fagherazzi et al.(2012).

1.3 IMPACTS DES OUVRAGES DE PROTECTION SUR L'HYDRODYNAMISME ET LA MORPHODYNAMIQUE DES MARAIS SALÉS

1.3.1 Ouvrages de protection : définition et concepts

Dans le but de protéger les zones côtières face aux aléas côtiers, des ouvrages de protection côtière ont été développés et mis en place dans plusieurs régions du monde. Ces ouvrages de protection côtière (OPC) sont conçus pour atténuer les effets des vagues, des courants, des marées et des tempêtes dans les zones côtières afin d'atténuer leur énergie sur le littoral et minimiser l'érosion (Dai et al., 2018; Arniza Fitri et al., 2019). Il existe deux

principales catégories de structures visant la protection des côtes: les structures rigides (brise-lames, enrochement, mur de protection) et les techniques douces (recharge de plage, recharge de dune, végétalisation) (Sauvé, 2022; Schoonees et al., 2019). Idéalement, les techniques souples sont préférées par rapport aux structures rigides étant donné qu'elles sont généralement moins dommageables pour l'environnement. Cependant, chacune de ces catégories est conçue pour répondre à des besoins spécifiques en fonction des conditions hydrodynamiques, des objectifs de protection des zones côtières et l'espace disponible pour garantir un niveau de sécurité côtier optimal (Schoonees et al., 2019).

Les techniques souples visent principalement à assurer une protection contre les inondations et à stabiliser la position du trait de côte, tandis que l'objectif des structures rigides varie en fonction de la position de l'ouvrage. Pour les structures aménagées sur l'estran (la partie de la plage entre la marée basse et la marée haute), les structures rigides sont principalement utilisées pour la protection contre les inondations et la stabilisation de la position du trait de côte, tandis que sur la côte (la partie terrestre adjacente à la plage), cela comprend également la protection contre les débordements côtiers (Schoonees et al., 2019).

Dans le cas des côtes abritées à exposées, où les conditions de vagues varient de douces à fortes et où l'arrière-plage est surélevée, les techniques souples s'avèrent être efficaces pour réduire l'érosion et assurer la stabilité des côtes. En revanche, dans le cas de côtes exposées à des tempêtes, avec des vagues puissantes et agitées, l'utilisation de structures de protection rigides devient souvent nécessaire pour éviter le recul de la côte (Almarshed et al., 2020; Morris et al., 2020; Schoonees et al., 2019) malgré la redistribution de l'énergie atténuée qui prend souvent la forme d'un surcreusement en aval de la structure.

Les structures rigides présentent des avantages importants qui les rendent adaptées à la protection des zones urbaines. L'un de ces avantages est qu'elles ne requièrent pas beaucoup d'espace, ce qui facilite leur application dans des environnements urbains où l'espace disponible est souvent limité (Almarshed et al., 2020; Schoonees et al., 2019). Par

contre, les structures de défense souples, contrairement aux structures rigides, peuvent nécessiter plus d'espace pour être efficaces. Les techniques souples dépendent souvent de la présence d'une zone tampon pour absorber l'énergie des vagues et réduire l'érosion côtière. Par conséquent, leur mise en œuvre dans des zones urbaines peut être plus complexe en raison de contraintes d'espace (Schoonees et al., 2019).

Une approche hybride peut être développée en combinant les structures de défense côtière douces et rigides, telles que les *living shorelines*, les digues en dune et les digues avec marais salés. Cette dernière approche permet notamment de tirer parti des forces de chaque type de structures et de minimiser leurs faiblesses respectives (Morris et al., 2020; Sutton-Grier et al., 2015).

1.3.2 Efficacité à court et long terme des modes de protection actuels dans les marais

Les structures de brise-lames, tel qu'utilisé sur le site d'étude, peuvent généralement être classées en quatre sous-types en fonction de leur degré d'immersion: les brise-lames émergés, les brise-lames à crête basse, les brise-lames submergés, récif artificiel, seuil submergé (Sauvé, 2022). Plusieurs études ont montré que les brise-lames sont efficaces dans la préservation des côtes en influençant divers processus hydrodynamiques dans la zone abritée tels que les vagues et les courants littoraux. En réalité, les brise-lames peuvent efficacement atténuer l'énergie des vagues incidentes (Xuan et al., 2022; Rahman, 2013; Wiberg et al., 2019), ralentir la vitesse du courant littoral (Sulaiman & Hidayat, 2020), et par conséquent favoriser le dépôt de sédiments dans la zone protégée derrière le brise-lames (Dean et al., 1997; Fitri et al., 2019; Rijn, 2011). Cependant, la conception structurelle de brise-lames peut également influencer les conditions hydrodynamiques et la morphologie côtière (Klonaris et al., 2020; Vona et al., 2020; Zyserman & Johnson, 2002), affecter l'ensemble de l'écosystème marin (Airoldi et al., 2005), et provoquer une érosion ou une accrétion importante des sédiments à grande échelle (Fitri & Yao, 2019). À titre d'exemple,

l'efficacité de ces structures de protection dans la réduction de l'énergie des vagues et, par conséquent, l'atténuation de l'érosion côtière, dépend de divers facteurs, notamment les caractéristiques de la structure (hauteur de la crête, largeur de la crête et la pente), la bathymétrie environnante, les conditions hydrodynamiques et les marées (hauteur des vagues, structure émergée, légèrement submergée ou totalement submergée), la texture des sédiments (distribution de la taille des grains) et l'environnement local des vagues (comme la prédominance des houles ou des vagues générées par le vent) (Li et al., 2020; Wang et al., 2021; Wiberg et al., 2019; Zhu et al., 2020). L'énergie des vagues dans la zone protégée se dissipe davantage lorsque la structure de protection est émergée ou légèrement submergée, par rapport à une situation où l'ouvrage serait submergé (Wang et al., 2021). Ce phénomène peut s'expliquer par la réflexion et le déferlement des vagues incidente sur la face avant (orientée vers la mer) de la structure de protection (Fig.1.3) (Li et al., 2020; Wang et al., 2021). Cependant, les vagues transmises peuvent être plus hautes que les vagues incidentes lorsque la structure de protection est complètement submergée (Wang et al., 2021). Cela peut s'expliquer par le fait que la zone abritée se transforme en un petit promontoire, ce qui entraîne une concentration de l'énergie des vagues ou une focalisation des vagues (Wang et al., 2021). La réduction de la hauteur des vagues dépend de la hauteur de la crête du brise-lames (Dean, 1977), et ceci a comme conséquence une diminution du niveau du runup sur la côte située dans la zone abritée (Hur et al., 2012). L'altération de la morphologie côtière naturelle entraîne des changements locaux dans l'hydrodynamique des flux côtiers (Fitri et al., 2019). En se rapprochant du rivage, les brise-lames émergés induisent la diffraction des houles à leurs extrémités. Ce processus entraîne la création de deux courants longitudinaux opposés qui convergent au centre du brise-lames (Fig.1.4) (Cáceres et al., 2005; Sanchez-Arcilla et al., 2006).

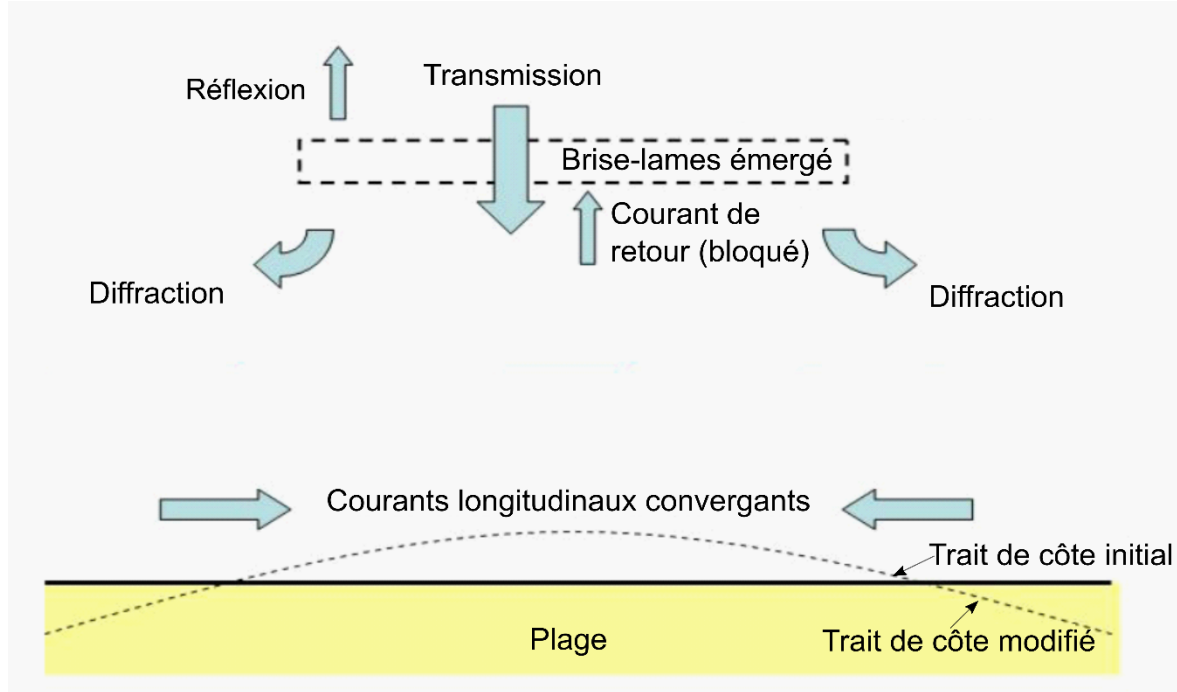


Fig. 1.4. Dynamique des vagues et des courants autour d'un brise-lames émergé, modifiée de Cáceres et al.(2006).

En revanche, dans le cas des brise-lames submergés, la circulation des courants est influencée par l'angle des vagues qui les atteignent (Fig.1.5). Lorsque les vagues incidentes sont obliques par rapport à la côte, il se produit une interaction entre les courants divergents générés par la structure et le courant littoral ou la dérive littorale. Cette interaction affaiblit le courant en direction opposée au courant littoral derrière le brise-lames, tandis qu'elle renforce celui qui se déplace dans la même direction que le courant littoral. En revanche, lorsque les vagues sont perpendiculaires à la côte, la vitesse des deux courants reste similaire (Loveless et al., 1998; Ranasinghe & Turner, 2006; Zanuttigh, 2007). Ces actions favorisent le dépôt et le piégeage des sédiments dans la zone abritée derrière le brise-lames, ce qui entraîne le développement d'une avancée à partir de la ligne de rivage située en arrière de l'ouvrage. Au fil du temps, l'accumulation sédimentaire mène à la formation d'une structure de déposition appelée un saillant, ou un tombolo si cette avancée s'étend jusqu'à la structure de protection (Fig.1.5) (Birben et al., 2007).

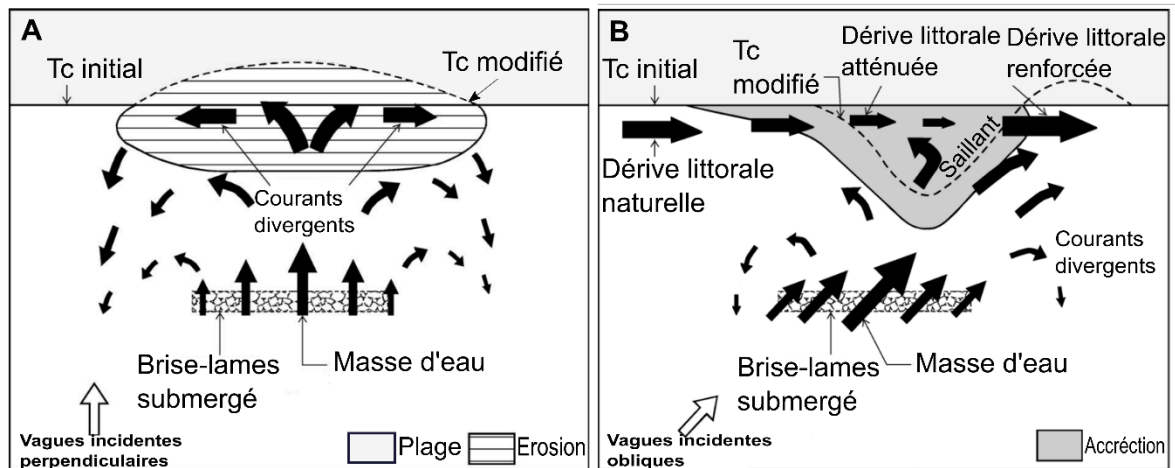


Fig. 1.5. Dynamique des vagues et des courants autour d'un brise-lames submergé en cas de vagues incidentes perpendiculaires (A) et vagues incidentes obliques (B), où Tc désigne le trait de côte, modifiée de Ranasinghe & Turner(2006).

D'une façon générale, les évolutions de la ligne de rivage sans tombolo sont préférées. En fait, la formation d'un saillant maintient la dérive littorale et le transport sédimentaire associé, alors qu'avec la formation d'un tombolo, il est interrompu (Dally & Pope, 1986). Cela peut entraîner un blocage de la dérive littorale empêchant les sédiments de se déplacer naturellement le long de la côte, ce qui engendre une érosion importante en aval du système de brise-lames par rapport au sens de la dérive sédimentaire (Dally & Pope, 1986; Dolphin et al., 2012; Pope & Dean, 1987; Thomalla & Vincent, 2004) et une accrétion du côté amont du brise-lames (Ranasinghe & Sato, 2007).

De plus, Birben et al.(2007) et Vona et al.(2020) ont réalisé des modélisations expérimentales et numériques pour étudier l'impact de différentes configurations de brise-lames sur le rapport d'accumulation des sédiments. Les résultats ont montré que la distance entre le brise-lames et la ligne de rivage est l'un des facteurs les plus importants influençant la variation de l'accumulation des sédiments pour les brise-lames au large. Ils ont constaté que l'augmentation de la distance de la digue par rapport au rivage entraîne une diminution de la quantité de dépôts sédimentaires dans la zone protégée.

Les brise-lames les plus longs et les plus proches de la côte ont tendance à développer des tombolos. En revanche, les brise-lames plus courts et situés loin de la ligne de rivage formeraient de très petits tombolos, voire des saillants (Saengsupavanich et al., 2022). L'atténuation de l'énergie des vagues par les brise-lames submergés réduit également la pression migratoire exercée sur la végétation de Spartine et favorise la croissance de la végétation côtière naturelle existante. Cependant, les brise-lames n'ont pas été associés à une amélioration de la survie des plantations de végétation de marais salés (Martin et al., 2021).

À mesure que le temps passe, en l'absence d'un entretien régulier, les brise-lames risquent de perdre leur efficacité alors qu'ils seront progressivement submergés en raison de l'élévation du niveau de la mer (Martin et al., 2021). Sur les côtes sableuses et boueuses, les sédiments fins (telles que du sable, du limon, de l'argile) peuvent s'accumuler à la base du brise-lames, remplissant les interstices de la structure et réduisant son efficacité en tant qu'absorbant de vagues. De plus, l'action des vagues peut également provoquer un creusement ou un affouillement à la base de la structure de protection, contribuant ainsi davantage à l'instabilité potentielle de la structure du brise-lames (Baquerizo & Losada, 1998).

1.4 DYNAMIQUE DES MARAIS DU SAINT-LAURENT

Les rivages de l'estuaire du Saint-Laurent sont situés dans une région tempérée froide, à la limite du subarctique, où les hivers sont longs (Coulombier, 2011; Dionne, 1972). Une différence importante entre ces systèmes côtiers du Saint-Laurent et ceux des climats tempérés est la présence de glace. La formation des glaces dans l'estuaire du Saint-Laurent débute en décembre et se poursuit jusqu'en avril (Brochu, 1960; Dionne, 1970), avec une

augmentation notable de la formation des glaces au cours de la deuxième moitié de décembre (Michel & Bérenger, 1972).

L'action de la glace fait des marais du Saint-Laurent des environnements particuliers. Outre son impact sur la géomorphologie des littoraux des régions froides, la glace entraîne également des variations saisonnières de l'hydrodynamisme et de la végétation. La glace de mer joue un rôle protecteur pendant l'hiver, car elle amortit l'énergie des vagues et limite le fetch pour la génération de vagues induites par le vent (Bismuth, 2014), protégeant ainsi la côte contre l'érosion pendant la saison hivernale. Cependant, à l'arrivée du printemps, le retrait de la glace rend la zone côtière plus exposée à l'érosion sous l'action des courants et des vagues. Tout au long de l'hiver, avec les oscillations de la marée, la glace arrache la végétation du schorre inférieur. Cette végétation met ensuite plusieurs mois à se reconstituer et à prospérer pendant les mois d'été. Le mois de mai et septembre présente les périodes les plus propices à l'érosion du schorre inférieur, où la végétation est basse ou partiellement couchée (Sérodes & Dubé, 1983). En revanche, comme la végétation atteint son pic de croissance au mois d'août, il y a peu de transport sédimentaire, favorisant ainsi la sédimentation du marais (Coulombier, 2011). Malgré l'influence de la variabilité du couvert végétal sur l'hydrodynamisme, la dynamique sédimentaire des marais du Saint-Laurent se comporte de la même manière que celle des marais de climat tempéré pendant la période libre de glace (Coulombier, 2011; Drapeau, 1992).

Au cours de l'automne et du printemps, les marais intertidaux du Saint-Laurent, en particulier ceux situés dans le moyen estuaire, jouent un rôle crucial en tant que zone de repos pour les oiseaux migrateurs tels que les oies blanches (*Anser caerulescens atlanticus*) et les bernaches du Canada (*Branta canadensis*). Cependant, ces oiseaux se nourrissent des rhizomes de la végétation présente dans le schorre inférieur, ce qui entraîne des dommages significatifs à ce dernier. Par conséquent, le schorre inférieur subit une érosion accélérée (Dionne, 1986). Il a été évalué que les oies sont responsables de l'érosion de 4500 tonnes de sédiments par marée dans les marais du cap Tourmente (Lucotte & d'Anglejan, 1986).

Cette érosion du sol peut atteindre une profondeur d'environ quinze centimètres (Dionne, 1985).

Les marais situés le long du fleuve Saint-Laurent se caractérisent par la présence d'un schorre inférieur où prédomine la Spartine alterniflore ou le scirpe américain (*Scirpus americanus* ou *S. pungens*) (Dionne & Bouchard, 2000; Dionne, 1972; Gauthier, 1982). Quant au schorre supérieur, il est colonisé par un tapis végétal dense composé d'espèces variées dont la Spartine étalée (*Spartina patens*), le carex et la Spartine pectinée (Coulombier, 2011).

Dans l'estuaire du Saint-Laurent, la hauteur et la période des vagues diminuent progressivement de l'embouchure ouverte sur le golfe du Saint-Laurent jusqu'en amont, c'est-à-dire de l'estuaire maritime vers l'estuaire moyen. Cette diminution est due à des fetchs dix fois plus courts dans l'estuaire moyen. En effet, les vents soufflent en prédominance de l'ouest, car ils ont tendance à s'aligner parallèlement à l'axe du Saint-Laurent, tandis que les vagues de tempêtes majeures proviennent de l'est, car les fetchs y sont plus grands. De plus, l'action des vagues s'atténue au fur et à mesure que le marnage augmente ; il passe de 4,2 m à Sainte-Anne-des-Monts pour atteindre 7,5 m à l'île d'Orléans (Drapeau, 1992).

Les marais maritimes occupent environ 26 % de la superficie totale des écosystèmes meubles de l'estuaire maritime et du golfe du Saint-Laurent (Bernatchez & Quintin, 2016). Ils se développent principalement dans des zones abritées au fond des anses, entre les caps ou dans les baies (Dolan et al., 2011). Les marais de ces régions connaissent une dynamique côtière qui se traduit par un recul significatif du schorre supérieur. Ce recul moyen varie significativement, allant de 0,4 à 2 m/an sur les rives nord et sud de l'estuaire moyen du Saint-Laurent (Allard et al., 2012; Dionne, 1986, 2000). Sur la rive nord de l'estuaire maritime, la vitesse de recul est également élevée, avec une variation comprise entre 0,8 et 1,4 m/an (Bernatchez & Dubois, 2004; Morissette, 2007). En revanche, sur la rive sud, le recul du schorre supérieur est moins prononcé, avec des valeurs inférieures à 0,5 m (Dionne, 1999). En général, lorsque le schorre supérieur recule, cela conduit à une

augmentation de la superficie du schorre inférieur. Cependant, cette relation ne s'applique pas aux schorres supérieurs et inférieurs du marais de Rivière-du-Loup, car une baisse de leur superficie est constatée (Dionne, 1986). Afin de faire face aux problématiques de l'érosion côtière des rivages de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent, l'utilisation d'enrochements et des murets comme solution principale a été largement préconisée (97,6% en 2017), sans tenir compte des particularités locales des systèmes côtiers (Bernatchez et al., 2020; Sauvé et al., 2020). Les autres types de structure rigide (ex. épis maritimes, brise-lames, digues, rip-rap) comptaient pour moins de 1,5 %, alors que les recharges sédimentaires représentaient à peine 0,8 % (Sauvé et al., 2023). Les ouvrages de protection, les infrastructures côtières, les falaises artificielles, etc., peuvent constituer un obstacle à la migration naturelle des écosystèmes côtiers de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent vers les terres. Le potentiel de migration des marais maritimes a été évalué comme étant modéré (30-69m) à nul (0-5m) (Bernatchez & Quintin, 2016).

Le marais de Rivière-du-Loupa été étudié dans les années 80 par Dionne(1986) et SOGEAM(1984). Ces études ont révélé que le marais supérieur a subi un recul annuel de la microfalaise variant de 1,66 à 2,20 m/an entre 1967 et 1985 (Dionne, 1986). Dans certains endroits, le talus d'érosion constitue une menace directe pour l'autoroute dans le secteur sud du marais, étant situé à moins de 10 mètres de son emprise (ARGUS, 1997). Des projets pilotes ont été mis en place pour trouver la solution optimale en ce qui concerne la protection du marais et de l'autoroute Jean-Lesage. Ces projets ont ensuite été suivis sur le plan technique et environnemental (ARGUS, 1997; Englobe, 2017).

Le premier projet, lancé en 1995, implique la mise de parcs de sédimentation sur une longueur de 1330 m dans le schorre inférieur du marais, utilisant plusieurs blocs de béton (scénario 3) (ARGUS, 1997). Cependant, sur les images historiques, seuls quelques blocs de béton sont visibles dans la partie nord du secteur, sur une longueur de 67 m. Il semble que le coût de réalisation du projet ait dépassé largement les estimations initiales, ce qui a empêché sa continuité (ARGUS, 1997).

Le deuxième projet, datant de 2010, consiste en un brise-lames submersible avec un épi d'une longueur de 300 m (Englobe, 2017). À cette époque, il était le seul ouvrage de ce genre au Québec, marquant ainsi une réalisation unique dans la région.

1.5 PROBLÉMATIQUE ET OBJECTIFS

1.5.1 PROBLÉMATIQUE

Plusieurs zones littorales du Québec maritime subissent de l'érosion ou sont affectées par les hauts niveaux d'eau lors des tempêtes (Bernatchez & Quintin, 2016). Le long du fleuve Saint-Laurent et plus précisément dans le secteur de Rivière-du-Loup, le ministère des Transports du Québec est aux prises avec un problème d'érosion en bordure de l'autoroute 20. La nature des matériaux du schorre supérieur et leur faible cohérence, les vents du nord-ouest et du sud-ouest, les vagues et les glaces de rive (notamment en raison d'une diminution de la protection due à une prise plus tardive des glaces et à une plus grande mobilité qui engendre un déplacement des sédiments) sont parmi les facteurs qui contribuent à l'importance de cette érosion (Dionne, 1986). D'après les données disponibles, cette érosion semble s'être accélérée depuis les dernières années. Des mesures effectuées entre 1984 et 1985 par Dionne(1986) montraient un taux moyen de recul de la microfalaise du schorre supérieur d'environ 2 m/an avec un maximum de 6 m/an dans la zone critique préoccupante qui longe actuellement l'autoroute. En revanche, pour les mesures faites entre 2002 et 2008, le recul a été de l'ordre de 2,3 m/an (ministère du Développement durable, 2009).

En 2009-2010, après l'analyse des différentes options de protection de l'autoroute 20, le MTQ, a pris la décision de mettre en place une protection rigide sous forme de brise-lames en pierre d'une largeur de 300 m (projet pilote, option 4b) (Meunier et al., 2009). Cette option a été choisie comme solution optimale pouvant à la fois minimiser l'impact de

l'érosion du marais à Rivière-du-Loup, éviter la déstabilisation de l'infrastructure de l'autoroute 20 et contribuer à la restauration du marais maritime et de l'habitat du poisson (Meunier et al., 2009). À Rivière-du-Loup, après plusieurs années de suivi du milieu post-intervention par l'équipe de CIMA+ (de 2010 à 2016), notamment de la topobathymétrie, la dynamique sédimentaire, la végétation, la faune benthique et la faune ichtyenne, il n'est pas encore démontré que ce projet de protection est un succès. Bien que l'accumulation des sédiments derrière le brise-lames permette le rehaussement généralisé du profil côtier et la protection contre l'érosion côtière, la colonisation du substrat par la végétation sur le schorre inférieur demeure localisée à proximité immédiate de l'ouvrage, alors que l'essentiel de la superficie en restauration demeure dépourvu de végétation. Également, les superficies des herbiers à Spartine ont diminué depuis l'état de référence de 0,75 ha en 2014, à 0,48 ha en 2016, soit une diminution de 36 % (Englobe, 2017) .

À Rivière-du-Loup, le marais montre un schorre supérieur affecté par des franchissements par les vagues et laisse place à une microfalaise d'érosion et un schorre inférieur étroit très faiblement végétalisé (Dessau, 2013). Il semble que l'altération de ce dernier, que ce soit par effet naturel par les niveaux d'eau, la glace et les vagues, ou par la mise en place du brise-lames, ait engendré une diminution de l'abondance de la Spartine. La dynamique côtière en périphérie du brise-lames de Rivière-du-Loup est complexe et exige un suivi de multiples indicateurs des changements du milieu à haute fréquence afin de déterminer les conditions environnementales qui perturbent le site.

1.5.2 OBJECTIFS

Ce projet de recherche a pour objectif d'étudier l'évolution du marais maritime de Rivière-du-Loup, de déterminer la relation entre les taux de recul observés et les paramètres physiques ainsi que les facteurs locaux qui les influencent. Cette étude vise également à répondre aux questions du ministère des Transports du Québec (MTQ) concernant l'efficacité de l'aménagement réalisé contre l'érosion côtière.

Ce projet, réalisé de 2021 à 2023 en partenariat avec le MTQ, repose sur des campagnes de terrain fréquentes qui utilisent des levés de drone pour collecter des données de manière régulière, environ une fois par mois. Ces levés photogrammétriques fournissent une vision détaillée de l'évolution du marais maritime de Rivière-du-Loup. De plus, des mesures précises du climat des vagues ont été effectuées à la fois au large et près du bord de la rive pendant la période libre de glace, permettant ainsi une compréhension approfondie des conditions de vagues.

Le projet utilise également des données historiques, telles que les simulations passées des vagues, de la température de l'eau, des niveaux d'eau et les photographies aériennes, pour une étude à long terme du marais. Ces données permettent d'analyser les tendances passées et d'évaluer les changements sur le long terme. En combinant les mesures actuelles et les informations historiques, le projet vise à fournir une analyse complète de l'évolution latérale du marais maritime et de son interaction avec les paramètres physiques internes avant et après la mise en place du brise-lames.

Les **objectifs spécifiques** sont :

- 1) Analyser l'évolution latérale du marais côtier sur le long terme et le court terme.
- 2) Quantifier les conditions météomarines passées et actuelles à l'origine de changements morphologiques à l'intérieur de l'unité hydrosédimentaire du marais de Rivière-du-Loup.

CHAPITRE 2
ANALYSIS OF LATERAL RETREAT OF A SUBARCTIC SALTMARSH
UNDER THE INFLUENCE OF HARD DEFENSE STRUCTURE

ANALYSE DU REcul LATÉRAL D'UN MARAIS SALÉ SUBARCTIQUE SOUS
L'INFLUENCE D'UNE STRUCTURE RIGIDE DE PROTECTION

FATEN ZOUAGHI¹, DAVID DIDIER¹, PASCAL BERNATCHEZ¹

1. Département de biologie, chimie et géographie, Université du Québec à Rimouski, 300 allée des Ursulines,
Rimouski QC G5L 3A 1, Canada

RÉSUMÉ EN FRANÇAIS

Les marais salés, influencés par les conditions météo-océaniques, les apports sédimentaires, les activités humaines et la glace de mer, sont des écosystèmes fragiles. Dans l'estuaire du Saint-Laurent, au Québec, les communautés côtières font face à des problèmes d'érosion qui menacent des infrastructures comme les autoroutes. À Rivière-du-Loup, un brise-lames a été construit pour protéger le marais et l'autoroute. Cette étude examine l'impact de ce brise-lames et d'autres facteurs comme l'énergie des vagues et les conditions locales sur le mouvement du marais salé à Rivière-du-Loup. Les données de 1927 à 2023, incluant mesures de recul du marais, télédétection et informations météorologiques, montrent une variabilité significative des taux et des schémas d'érosion. La partie nord-est a connu les plus grands reculs, diminuant vers le sud-ouest, en corrélation avec la densité de Spartine. Sur les 3,5 km de marais analysés, un recul moyen de 63,10 m a été observé depuis 1927, avec un maximum de 178,5 m, indiquant un taux de recul à long terme de $0,7 \pm 0,12$ m/an. Le brise-lames a réduit l'impact des vagues dans la zone protégée, diminuant les taux de recul d'environ quatre fois. Cependant, son efficacité varie avec l'immersion, réduisant l'énergie des vagues de 96% à 66%. Les reculs sont plus importants au printemps lors de la fonte des glaces, mais l'absence prolongée de glace a le plus grand impact sur l'érosion. Ces taux sont liés à l'énergie des vagues et au dégel printanier. L'énergie des vagues provoque principalement le recul pendant les périodes sans glace, tandis que le dégel prédomine au printemps. Pour la gestion du littoral, il est crucial de prendre en compte les variations saisonnières dans les processus côtiers, car elles induisent des reculs différents au cours de l'année.

Mots clés : Marais salés, dynamique côtière, évolution du trait de côte, brise-lames, énergie des vagues, érosion glaciale.

ABSTRACT

Salt marshes are ecosystems influenced by various factors such as weather-oceanic conditions, sediment inputs, human activities, and sea ice in cold regions. In the St. Lawrence Estuary in Quebec, coastal communities face issues such as erosion, impacting vital infrastructure like highways. In Rivière-du-Loup, a stone breakwater has been erected to protect both the marsh shoreline and the highway. This study examines the impact of this breakwater as well as other factors like wave energy and local conditions on lateral movement of the salt marsh in Rivière-du-Loup. An analysis spanning from 1927 to 2023, combining marsh retreat measurements, remote sensing data, and meteorological information, reveals significant variability in erosion rates and patterns. The northeastern portion experienced the most substantial retreat, gradually decreasing towards the southwest, consistent with variations in *Spartina* vegetation density in the salt marsh. Across the analyzed 3.5 km of marsh, an average retreat of 63.10 m was recorded since 1927, with a maximum retreat of 178.5 m, indicating a long-term average retreat rate of 0.7 ± 0.12 m/yr. The installation of the breakwater led to an immediate reduction in wave impact in the protected area, decreasing average retreat rates by about fourfold. The breakwater induces a decrease in incident wave energy, varying considerably based on breakwater immersion level, ranging from 96% to 66%. Short-term analysis reveals higher retreat rates during the spring ice melt season, but prolonged ice absence has the greatest cumulative impact on erosion. These rates are significantly linked to wave energy and spring thawing. Wave energy primarily drives marsh retreat during ice-free periods, while thawing predominates during the spring ice melting season. Therefore, coastal management must carefully consider seasonal variations in coastal processes, as they result in different retreat patterns throughout the year.

KEYWORDS: saltmarshes, shoreline change, coastal dynamics, breakwater, wave power, glacial erosion.

1.6 INTRODUCTION

Saltmarshes, part of coastal wetlands, are coastal ecosystems flooded by saltwater tides. Essential for coastal stability, these marshes are characterized by salt-tolerant vegetation, promoting the trapping of sediments (Fagherazzi et al., 2012; Li & Yang, 2009; Moskalski & Sommerfield, 2012; Mudd et al., 2010). Saltmarshes are found globally in mid to high latitudes, typically forming in sheltered, low-energy environments with gentle slopes where fine sediments (clay, silt, and fine sand) can accumulate, such as estuaries, lagoons, and deltas (Mcowen et al., 2017).

Intertidal marshes are natural buffers between the sea and land, and play a crucial role in protecting coastal areas from storm-related waves (Fagherazzi, 2014). Saltmarshes are effective in dissipating wave energy and storm surges, especially when the marsh is elevated and continuous (Leonardi et al., 2018). Attenuation rates for storm surges may range from 1.7 to 25 cm/km depending on marsh characteristics and storm events (Leonardi et al., 2018). Additionally, intertidal marshes provide numerous valuable ecosystem functions, such as carbon sequestration, organic matter production, and nutrient cycling, all of which are important for preserving coastal biodiversity (Fagherazzi et al., 2012)

The evolution of saltmarshes is closely linked to two components (Adam, 1990; Van Proosdij et al., 2006): 1) a vertical component defined by the elevation or lowering of the lower marsh and slikke surfaces; 2) a horizontal component, defined by the progradation, stability, or retreat of the upper marsh. These components adjust according to variations in sea level (Chmura et al., 2001; Fagherazzi et al., 2012; Giulio Mariotti & Fagherazzi, 2010). A significant input of sediments is necessary to maintain the vertical accretion of the marsh (vertical growth), which keeps an appropriate elevation relative to the mean sea level (Butzeck et al., 2015; J. French, 2019; Kirwan et al., 2016). If vertical accretion rates are lower than relative sea level (RSL) rise, lateral adjustment occurs. In the absence of constraints, the marsh migrates inland (horizontal growth) in response to factors such as limited sediment supply in the mud-saltmarsh system, local sediment dynamics, local wave

conditions, and environmental conditions (van der Wal et al., 2023). This lateral migration process can take decades and led to the loss of significant extents of the marsh. In the presence of natural (e.g., cliffs) or artificial (e.g., roads, protective structures) constraints on the coast, likely to block its inland expansion, the marsh can gradually erode and eventually disappear. This process is known as coastal squeeze (Doody, 2004; Pontee, 2013). Understanding the mechanisms of change in coastal saltmarshes and developing adaptive management strategies to mitigate the effects of climate change on these crucial ecosystems becomes imperative.

The geomorphological evolution of a saltmarsh due to lateral erosion is caused not only by sea-level rise but also by the action of waves, currents, wind, temporal water level distribution (Ladd et al., 2019), human activity (Dionne, 1985; Ward et al., 1998), the vegetation cover of the lower saltmarsh (Mel et al., 2022), and sediment input (Bouma et al., 2016; Giulio Mariotti & Fagherazzi, 2013). Previous studies have shown that a sufficient supply of sediments from marine or river sources can reduce lateral erosion (Ladd et al., 2019). In addition to these factors, ice is also an important factor of intertidal saltmarshes evolution in subarctic regions (Bernatchez & Dubois, 2004). In these regions, saltmarshes are covered with ice a few months each year, generally forming at the end of November or early December and persisting until April (Brochu, 1960; Dionne, 1973). Despite the short period of ice activity, it significantly influences the morphology and sedimentology of the marshes by contributing both to the protection and destruction of saltmarshes (Dionne, 1973). For instance, at Cap-Tourmente in the St. Lawrence Estuary (ESL), Troude & Sérodes (1988) revealed no erosion of the upper marsh scarp during winter. The presence of ice also promotes the sedimentation of fine particles under fixed ice floes (Bonnier Roy, 2019; Troude & Sérodes, 1988). However, the erosive effect of ice is mainly evident in spring during the thaw period. At this time, the ice can pull large rafts of the upper saltmarsh, accelerating the retreat of the upper marsh scarp (Dionne, 1986). The thaw of the upper marsh scarp also leads to a decrease in the cohesion of sediments in the high intertidal zone, making it more exposed to hydrodynamic agents and thus erosion (Dionne, 1986; Drapeau, 1992; Troude & Sérodes, 1988). With tidal fluctuations, ice can

pull vegetation from the lower tidal marsh, contributing to the formation of salt pannes on the surface of these wetlands (Coulombier, 2011). Saltmarshes in cold regions are also characterized by seasonal variations in vegetation. According to Drapeau(1992), the sedimentary dynamics of the ESL are similar to those of temperate marshes during the ice-free season. While coastal hydrodynamic is affected by seasonal variation in vegetation cover and density (Coulombier et al., 2012), sedimentary processes are not fundamentally altered (i.e. suspended sediment transport by tidal currents, as well as organic and mineral deposition in tidal flats). This strong variation has an effect on the temporal variability of sedimentary dynamics in cold climate saltmarshes (Coulombier et al., 2012), and therefore on the capacity of these systems to act as natural barriers against storm impacts.

Along the shores of the Estuary and Gulf of Saint Lawrence (EGSL), the extensive use of seawalls has been the primary hard solution in the last decades to protect against coastal erosion (97.6% in 2017), disregarding the local peculiarities of coastal systems (Bernatchez et al., 2020; Sauvé et al., 2020). Other types of hard structures (e.g., offshore breakwaters, groins, seawalls, riprap) accounted for less than 1.5%, while sediment recharging represented barely 0.8% (Sauvé et al., 2023). Shoreline armoring with seawalls (Betzold & Mohamed, 2017; Jin et al., 2015), riprap (Mitchell et al., 2017), or breakwaters (Birben et al., 2007; Saengsupavanich et al., 2022; Vona et al., 2020) results in cutting off sediment inputs from erosion, leading to an increasing deficit of space and granular material to maintain these dynamic ecosystems (Martin et al., 2021; Zelo et al., 2000). In contrast, several studies have demonstrated that hard structures like offshore breakwaters are effective in preserving saltmarshes in the sheltered, lee side of the structure, by influencing various hydrodynamic processes such as waves, currents, and water levels (Dai et al., 2018; Arniza Fitri et al., 2019). Breakwaters induce wave diffraction that promotes sediment deposition and trapping between the shoreline and the structure, typically resulting in the development of a salient or a tombolo behind the structure (Loveless et al., 1998; Ranasinghe & Turner, 2006; Zanuttigh, 2007). The structural design of breakwaters can also affect hydrodynamic conditions and coastal morphology on a long-time scale (Fitri & Yao, 2019; Klonaris et al., 2020; Zyserman & Johnson, 2002). Studies by Li et

al.(2020),Wang et al.(2021), Wiberg et al.(2019), and Zhu et al.(2020) suggest that the effectiveness of protection structures, like breakwaters, in reducing wave energy and mitigating coastal erosion depends on several key factors. These include the specific characteristics of the structures themselves, such as crest height, width, and slope, as well as surrounding bathymetry, hydrodynamic conditions, and tides. Additionally, the degree of submersion and sediment characteristics play crucial roles in determining their effectiveness.

In the EGSL, there is a notable retreat of the upper marsh scarp, with an average recession ranging from 0.4 to 2 m/year on the north and south shores of the middle estuary (Allard et al.,2012; Dionne, 1986, 2000; Troude & Sérodes, 1988). Measurements conducted by Dionne(1986) in Rivière-du-Loup indicated an average retreat rate of approximately 2 m/year, with a peak at 6 m/year at the most critical hotspot along the highway20. More recently, measurements between 2002 and 2008 revealed an average retreat of 2.3 m/year, with a maximum of 6.4 m/year (ministère du Développement durable, 2009).The proximity of the highway 20 to the coast makes Rivière-du-Loup vulnerable to coastal hazards, including erosion, overtopping, and submersion. To address these challenges and protect both the marsh and the adjacent highway along a 3 km stretch, a submersible rock breakwater with a 300 m groin was built in 2010 by Quebec Ministry of Transport (MTQ).

In Rivière-du-Loup, as of now, no field-based study has been undertaken to specify and quantify the actual impact of meteo-oceanic conditions on shoreline retreat, nor has the effectiveness of the breakwater in stabilizing the coast been assessed. The aim of this study is to investigate the lateral evolution of the Rivière-du-Loup maritime marsh, determining the relationship between observed retreat rates at various temporal scales and physical parameters like wave energy, along with the local factors influencing them. This study relies on monthly field campaigns employing high-frequency drone surveys, wave modelling and nearshore wave measurements. Moreover, this research seeks to address questions from the MTQ regarding the effectiveness of the implemented infrastructure.

1.7 STUDY AREA

The marsh is located in Rivière-du-Loup, on the south shore of the St. Lawrence Estuary (47°50'N, 69°33'W). The study area is located between the local harbor to the north, the Loup river to the east, and the highway 20 that parallel to the shore (Fig. 2.1). The marsh gives way to a beach terrace to the south, with rocky outcrops offshore. This is the southern limit of the study site.

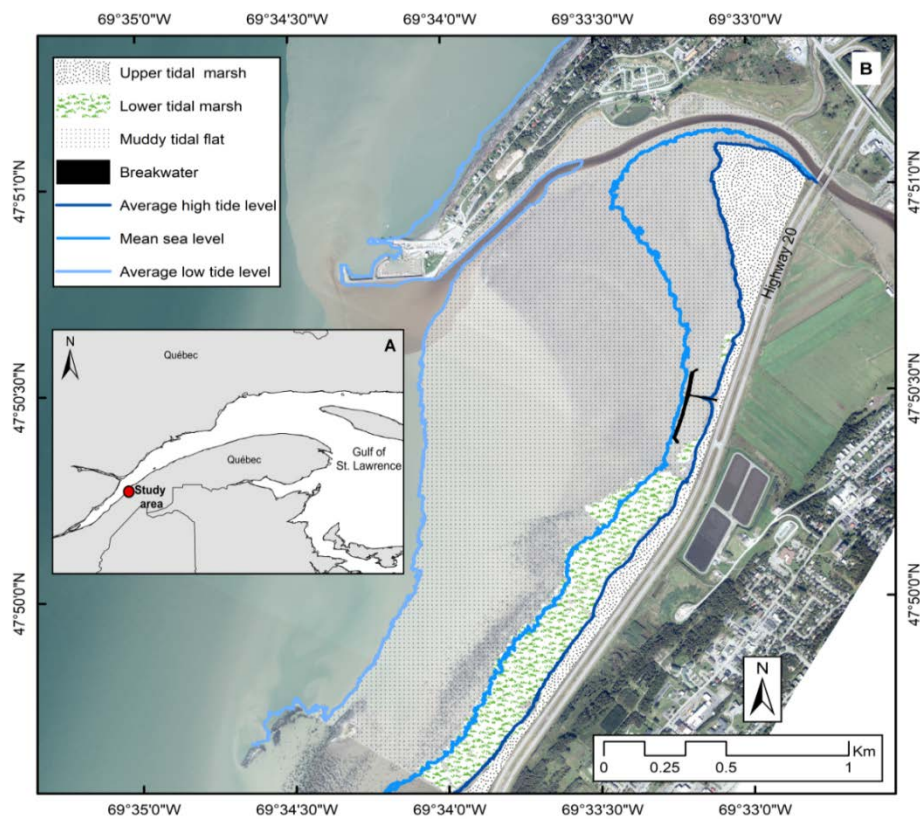


Fig. 2.1. (A) Location map of the Rivière-du-Loup saltmarsh on the south shore of the St. Lawrence Estuary. (B) Morphological map of Rivière-du-Loup saltmarsh (2015 aerial imagery source: UQAR).

The marsh is characterized by an upper tidal marsh composed mainly of loosely coherent fine sand, silt, and organic debris (Dionne, 1986), with a width that varies

considerably depending on the location. In the northeast part of the study area, the upper marsh extends over a width ranging from 45 to 320 m. This area is the home of many salt panne, small streams, and former agricultural drainage ditches. In contrast, in the southern part, the upper saltmarsh is narrower, ranging from 17 to 75 m. This part hosts denser vegetation, including herbaceous plants and trees. The upper tidal marsh in the study area is largely colonized by Salt-meadow cordgrass (*Spartina patens*) and the invasive *Phragmites australis*. In addition, the combined submersible rock breakwater (Fig. 2.1A) and embankment construction in the northeast part of the marsh resulted in coastal alterations over the years, transforming the upper marsh into an upper foreshore of gravel behind the structure.

As for the lower tidal marsh, it is only present in the southern part of the site, where it forms a discontinuous carpet of smooth cordgrass (*Spartina alterniflora*), extending over 50 to 200 m. North of the breakwater, a few scattered tufts of *Spartina alterniflora* are observed, corresponding to stranded marsh rafts (Dionne, 1986). The alteration of the lower marsh in this area, whether naturally induced by water levels, ice and waves, or by the installation of the breakwater, has led to a decrease in the abundance of *spartina alterniflora*. Indeed, the areas of *spartina alterniflora* beds have decreased from the reference state of 0.75 ha in 2014, to 0.48 ha in 2016, a decrease of 36% (Englobe, 2017). The sediments of the lower marsh are composed of sand, clay and silt, with the presence of coarse materials such as pebbles and gravels on the upper foreshore (ARGUS, 1997).

Both parts of the study site present a vast muddy tidal flat, characterized by a low slope, less than 0.7%. At low water spring tide, the mudflat extends over 500 to 1200 m. Both the mudflat and the saltmarsh have developed on the clay substrate of the Goldthwait Sea (Dionne, 1986). The mudflat sediments are mainly composed of sand, with traces of clay and silt, and they also contain coarse materials such as scattered glacial megablocks, colonized by *Fucus* algae, as well as pebbles and gravels (Dionne, 1986). During the summer, a soft mud layer typically settles, ranging from 5 to 15 cm in thickness in areas unaffected by the breakwater (Dionne, 1986). However, the majority, if not all, of this layer

is usually resuspended during autumn and spring storms (Dionne, 1986). Sediment thickness measurements have shown that greater accumulations occur on the lee side of the structure, with an additional average of 60 cm compared to the unmodified areas (Englobe, 2017).

The tide at Rivière-du-Loup follows a mesotidal semidiurnal pattern, with a mean high water of 4.61 m and a mean low water of 0.98 m (Fig. 2.1B). The most significant variations occur during large tides, reaching 5.65 m at the mean higher high water and dropping to -0.03 m at the mean lower low water. The mean water level at Rivière-du-Loup is 2.69 m above chart datum (Canadian Hydrographic Service, 2023).

The waves generated by the winds are a primary factor influencing morpho-sedimentary dynamics in the Rivière-du-Loup marsh (SOGAM, 1984). The statistical analysis of meteorological data from the Rivière-du-Loup station by (Meunier et al., 2009) between 1966 and 1999 reveals that the calm period constitutes 7.8% of the total time. Wind speeds rarely surpass 50 km/h, constituting only 0.018% of the time. Winds exceeding 40 km/h predominantly come from six directions: north-northeast, north, northwest, south, south-southwest, and southwest. However, winds between north-northwest and north-northeast have minimal effect on the bay's coastline as the waves they generate encounter obstruction and diffraction from the harbor (ARGUS, 1997). However, waves have a limited impact on the bay, and this is where sea ice comes into play. In Rivière-du-Loup, ice formation begins in December and persists until mid-April, with rapid development occurring in the latter half of December. The ice acts as a natural barrier, preserving the upper marsh scarp from the action of waves (Bismuth, 2014).

The saltmarsh at Rivière-du-Loup is facing erosion along the entire coastline, characterized by a steep scarp with a height varying from 0.2 to 2 m, which borders the upper marsh. More particularly, the northeast part of the study area has been experiencing significant erosion for several years, resulting in the landward migration of a well-defined steep scarp (Dionne, 1986; Drapeau, 1992). As a result, the width of the upper marsh has noticeably narrowed. With an average of 1.48 m above the Canadian Geodetic Vertical

Datum 1928 (CGVD28) (i.e., 2.61 m above chart datum) (Canadian Hydrographic Service, 2023), the base of the scarp lies relatively close to the water surface during ordinary or medium tides. As a result, during high tide, waves regularly reach the base of the upper marsh, making it particularly exposed to wave impacts, especially during extreme weather conditions such as storms (Fig. 2.1B). Even though the breakwater contributes to increased sediment deposits in its influence zone (Englobe, 2017), erosion at Rivière-du-Loup persists along the coast, casting uncertainty on the effectiveness of the breakwater in stabilizing the shoreline.

1.8 METHODS

1.8.1 Change rates

The historical evolution analysis of the Rivière-du-Loup coast is based on the examination of aerial imagery spanning 14 acquisition years, from 1927 to 2015, and 13 drone surveys from 2021 to 2023 with a spatial resolution of the datasets ranging from 0.03 to 1.56 m (Fig. 2.2). These images have been georeferenced within ArcGIS, employing fixed reference points situated in proximity to the coast, such as the highway 20, the harbour, and agricultural lands. The identification of these reference points was carried out using aerial photographs aligned with the 2015 orthophoto. A total root mean square rectification error was determined for each image based on the residuals. Erosion measurements in Rivière-du-Loup were collected by manually digitizing more than 3.5 km of marsh shoreline, and a total position uncertainty of the feature was determined as the quadrature sum of all uncertainties, including image resolution, georeferencing/rectification, and feature digitization (Table 2.1). The definition of the shoreline varies according to the specific coastal configuration under consideration. In this study, different indicators were used to position the shoreline based on the following coastal types: erosion microcliff, protective structures, beach terrace, and salt marsh. For an erosion microcliff, the shoreline was

identified at the slope break at the top of the scarp. On artificial coasts, the upper limit of the protective structures marked the shoreline. For beach terraces, the shoreline was determined at the point where vegetation transitions from marine to terrestrial. In salt marsh environments, the shoreline was defined by the boundary of upper and lower salt marsh vegetation, corresponding to the limit of the highest high tides of average tides (Bernatchez & Drezja, 2015). The calculation of historical shoreline evolution was performed using the "Digital Shoreline Analysis System," version 5.1, developed by the United States Geological Survey (USGS) (Himmelstoss et al., 2021). In this study, shoreline migration rates are determined using the endpoint rate (EPR) method for comparisons between each time interval and the net shoreline movement (NSM) method to measure the total distance between each pair of consecutive dates. The EPR method calculates the annualized displacement as the ratio of the distance between the oldest and most recent shorelines to the time span. The NSM method rather measures the total distance between two shoreline positions. DSAS calculates the distance between different shorelines along a specified number of regularly spaced profiles. In total, 705 alongshore profiles with 5 m spacing were automatically generated across the entire study site. Averaged rate uncertainties were calculated using the mean of the endpoint rate uncertainties on individual transects.

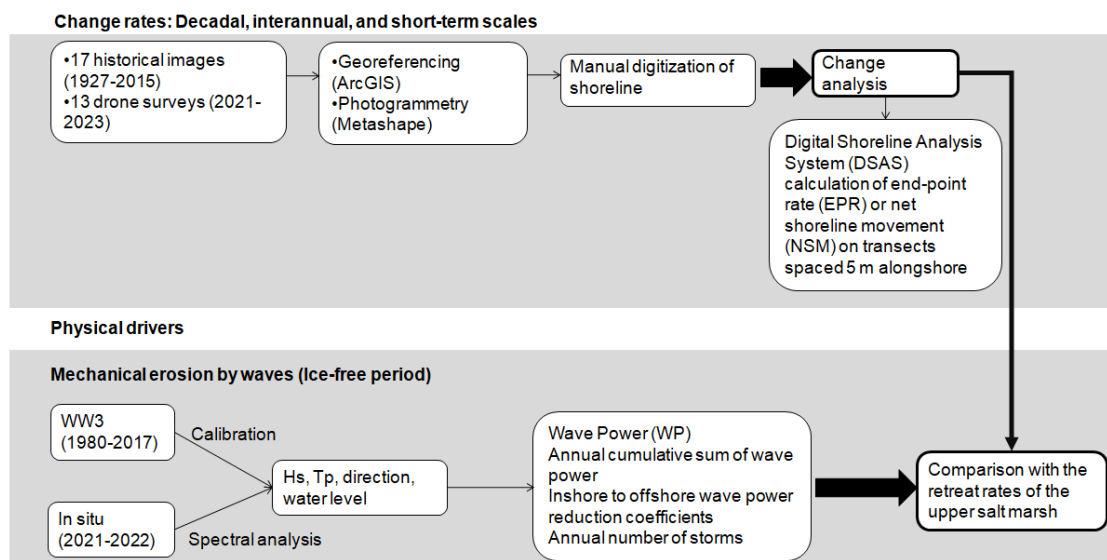


Fig. 2.2. Schematic representation of the study methodologies.

Table 2.1. Datasets used for long-term scale shoreline change analysis.

Year	Date	Source	Resolution (m)	RMSE
1927	NA	CAFC	1.56	11.07
1963	05-26-1963	MFFP	0.40	0.82
1971	06-01-1971	UQAC	0.98	1.29
1974	06-06-1974	MFFP	0.42	0.27
1979	06-21-1979	MRNF	0.47	3.69
1985	09-09-1985	GQ	0.34	0.86
1990	07-27-1990	MRNF	0.60	1.15
1995	06-01-1995	Geoselec	0.38	0.93
2001	05-23-2001	GQ	1.00	0.97
2004	06-26-2004	GQ	0.35	0.52
2009	08-25-2009	SIIS	1.00	0.71
2010	08-02-2010	SIIS	1.00	0.34
2011	10-19-2011	SIIS	1.00	0.72
2012	10-15-2012	GQ	0.20	0.24
2015	09-21-2015	UQAR	0.03	Reference
2021	10-05-2021	UQAR	0.03	0.04
2022	10-12-2022	UQAR	0.03	0.03
2023	04-08-2023	UQAR	0.03	0.04

For short-term shoreline change, a total of 13 drone surveys were conducted over a 2-year period at the site to determine the actual evolution of the Saltmarsh through photogrammetry. Drone surveys were carried out during the ice-free period between April 2021 and April 2023 (Table 2.2). In each drone survey, either a DJI Phantom 4 RTK or an eBee X or Geo RTK survey-grade aerial drone was flown over the site and the data were processed using the Agisoft Metashape advanced photogrammetry software to generate

orthophotos. The same method of delineating the shoreline and calculating displacement rates from historical imagery was applied to recent orthophotos. The assessment of the current shoreline evolution is conducted along the same transects used for historical analysis.

Table 2.2. Datasets used for short-term scale shoreline change analysis.

Year	Date	Source	Resolution (m)	RMSE
2021	04-04-2021	UQAR	0.03	0.02
2021	05-15-2021	UQAR	0.03	0.03
2021	07-03-2021	UQAR	0.03	0.04
2021	09-29-2021	UQAR	0.03	0.03
2021	10-05-2021	UQAR	0.03	0.01
2021	11-10-2021	UQAR	0.03	0.04
2022	04-18-2022	UQAR	0.03	0.03
2022	05-20-2022	UQAR	0.03	0.04
2022	07-15-2022	UQAR	0.03	0.04
2022	08-13-2022	UQAR	0.03	0.03
2022	10-12-2022	UQAR	0.03	0.02
2022	11-26-2022	UQAR	0.03	0.04
2023	04-08-2023	UQAR	0.03	0.11

1.8.2 Waves conditions

In this study, the attribution of waves to the lateral retreat of the upper marsh was assessed by calculating cumulative wave power (WP) and comparing it with upper marsh retreat rates. Wave power was used as an indicator of mechanical wave erosion.

To estimate WP, wave conditions (heights, periods, and incident directions) for the period 1980-2017 were extracted from a grid cell approximately 2.6 km offshore in ~6.5 m water depth, using the third-generation model WW3 version 4.18 (Tolman, 2014) with a 1km-grid resolution. Oceanic forcing in the EGSL wave model (currents, water levels, sea ice) were provided by a coastal ice-ocean model forced by the NCEP North American Regional Reanalysis (NARR), and atmospheric forcing came from the Climate Forecast System Reanalysis (CFSR). For a detailed explanation of the WW3 implementation in the EGSL, refer to Bandet et al.(2020) and Didier et al.(2019).Due to the limited resolution of the CFSR wind forcing model in coastal environments and the unaccounted bathymetric effects in the 1 km grid simulations (Didier et al., 2019), adjustments were necessary for the statistical parameters of WW3 wave data. Given the absence of observational data for the Rivière-du-Loup region spanning from 1980 to 2017, the correction of the wave heights within the WW3 model at Rivière-du-Loup was based on comparing wave observations at the AWAC location in Rimouski, situated approximately 110 km from Rivière-du-Loup, with WW3-CFSR model data at Rimouski simulated from April 29, 2017, to November 13, 2017.The correction was executed through simple linear regressions, as defined by the equation provided by Bandet et al.(2020),

$$H_{s_{corr}} = (H_s - 0.007)/0.522 \#(1)$$

For the short-term scale, three pressure sensors were deployed in the nearshore zone (PS.S2, PS.S3, and PS.S4), with an additional sensor positioned offshore (PS.S1) 0.05 m above seabed (Fig. 2.3, Fig. 2.4). Continuous pressure data were collected at a sampling frequency of 4 Hz during the ice-free periods in the years 2021 and 2022. The acquired pressure data from these sensors underwent comprehensive processing using MATLAB software. The initial steps involved preprocessing to eliminate atmospheric pressure effects obtained from the Rivière-du-Loup station with the climatological ID 7056616, sourced from the Government of Canada's historical climate data website, and excluding readings taken during low tide. Subsequently, the pressure data were converted to water level under hydrostatic conditions. The final step of analysis encompassed spectral analysis utilizing

Fast Fourier Transform (FFT) applied over a duration of 1024 s. This analysis provided key wave statistics such as significant wave height (H_s), mean wave period (T_{m01}), and peak periods (T_p).

Wave power (WP)(in W/m) was calculated using the following formula,

$$WP = EC_g, \#(2)$$

Where E (in J/m²) represents the wave energy calculated from the significant wave heights (H_s) obtained from WW3 and pressure sensors, and C_g is the group velocity calculated using the expressions,

$$E = \frac{1}{16} \rho g H_s^2, \#(3)$$

$$C_g = \frac{C}{2} \left[1 + \frac{2kd}{\sinh(2kd)} \right], \#(4)$$

Where C is the celerity, k is the angular wave number, and d is the water depth.

For the evaluation of upper marsh scarp retreat rates, hourly WP was cumulated between successive timepoints of upper marsh scarp position measurements during the ice-free period, spanning from May to November each year. Subsequently, this value was normalized by the temporal span between two consecutive shoreline positions.

To evaluate the temporal trend of storms since 1980, storminess was analyzed using a two-step Peak Over Threshold method, with the 99th percentile of significant wave height as the primary threshold. The start and end times of the storms were determined based on the lower up- and down-crossings of the 95th percentile of the H_s time series, aligning with the storm definition of Masselink et al.(2015) applied on the southwest coast of England. We ensured storm independence by requiring a 24-hour separation between storm maximum significant wave heights (H_s).

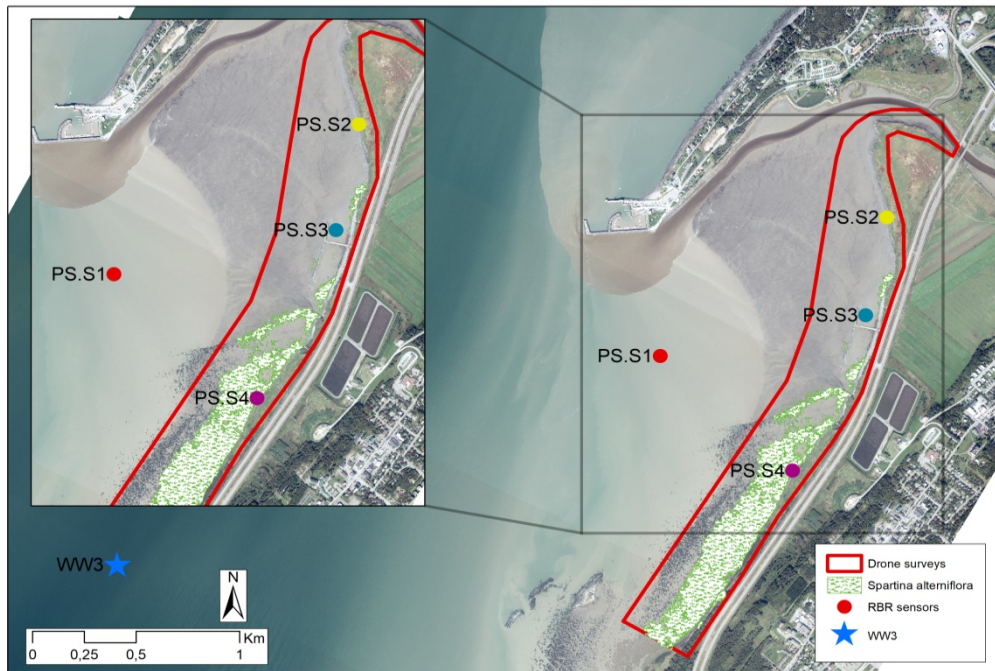


Fig. 2.3. Location map showing the instruments deployed in the intertidal zone in the Bay of Rivière-du-Loup. The red polygon indicates the drone survey area and the star indicates the WW3 grid point.

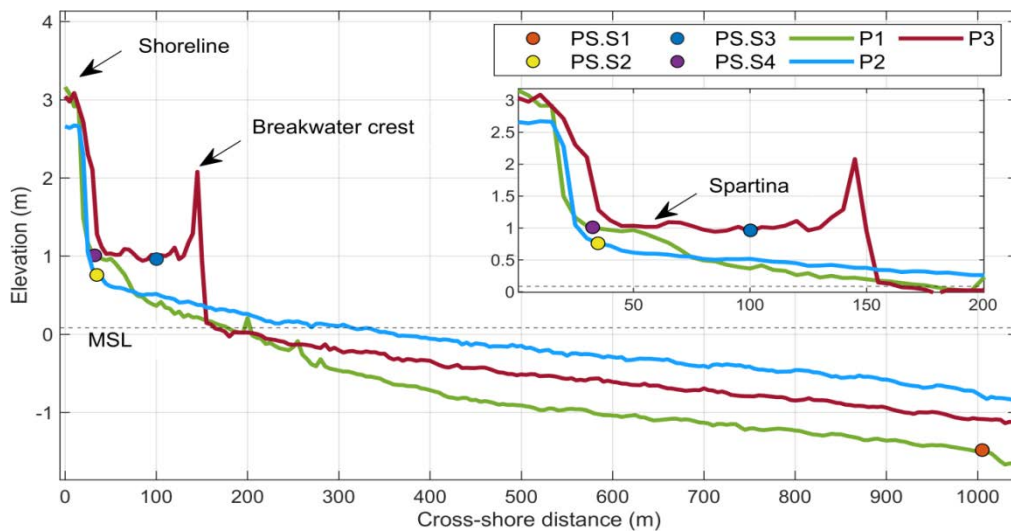


Fig. 2.4. Beach profiles (P1-P3) and the cross-shore placement of the pressure sensors (PS.S1, PS.S2, PS.S3 and PS.S4).

1.9 RESULTS

1.9.1 Long-term interannual shoreline change (1927-2023)

The comparison of shoreline migration rates calculated over nearly identical decade-long periods, spanning from 1927 to 1963, 1963 to 1979, 1979 to 1995, 1995 to 2011, and 2011 to 2023, reveals a consistent upward trend in retreat rates over time. After 1963, erosion was approximately three times greater than the preceding 36-year period (as shown in Fig. 2.5, Table 2.3), both in terms of the mean and maximum retreat rates. A deceleration in erosion was observed after 2011, which is also the period following the installation of the breakwater.

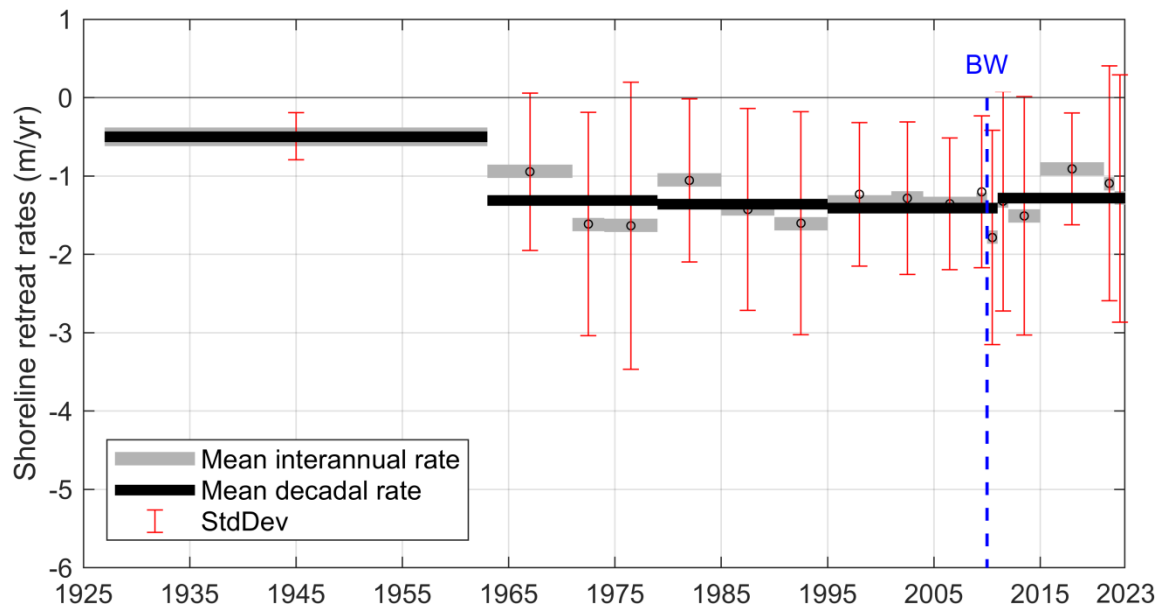


Fig. 2.5. Mean annual retreat rates between adjacent upper marsh scarp (gray) and with mean long-term decadal rates (black) for the whole study area. Error bars represent the standard deviation associated with the erosion calculated by averaging the measurements over all the eroding transects across the study area.

Table 2.3. Long-term shoreline retreat rates at Rivière-du-Loup saltmarsh.

Analysis Period	Total Years	Mean*	Maximum	Std. Dev.	EPRunc	Overall mean**
Interannual long-term rates (meters/year)						
1927-1963	36	-0.50	-1.69	0.39	0.32	-0.27
1963-1971	8	-0.91	-7.09	1.00	0.29	-0.50
1971-1974	3	-1.62	-8.52	1.51	0.73	-1.20
1974-1979	5	-1.63	-8.78	1.83	0.79	-1.05
1979-1985	6	-1.05	-6.36	1.03	0.66	-0.71
1985-1990	5	-1.42	-9.62	1.27	0.44	-1.19
1990-1995	5	-1.61	-6.54	1.39	0.44	-1.20
1995-2001	6	-1.33	-4.46	0.91	0.37	-1.07
2001-2004	3	-1.28	-6.84	0.95	0.61	-0.70
2004-2009	5	-1.35	-4.18	0.83	0.34	-0.88
2009-2010	1	-1.30	-5.83	1.01	2.29	-0.50
2010-2011	1	-1.79	-10.98	1.36	1.62	-1.32
2011-2012	1	-1.32	-9.97	1.43	1.45	-0.63
2012-2015	3	-1.51	-7.08	1.51	0.30	-0.76
2015-2021	6	-0.93	-3.22	0.71	0.09	-0.68
2021-2022	1	-1.10	-10.74	1.52	0.15	-0.79
2022-2023	1	-1.28	-11.12	1.58	0.15	-0.86
Decadal long-term rates (meters/year)						
1927-2023	96	-0.68	-1.88	0.54	0.12	-0.55
1927-1963	36	-0.50	-1.69	0.30	0.32	-0.27
1963-1979	16	-1.31	-4.70	1.41	0.25	-0.79
1979-1995	16	-1.36	-3.96	1.25	0.26	-1.04
1995-2011	16	-1.41	-4.19	1.01	0.12	-1.21

2011-2023	12	-1.28	-3.32	1.34	0.09	-0.92
------------------	----	-------	-------	------	------	-------

*Mean measurements for eroding transects only.

**Mean measurements for both eroding and prograding transects. Negative values within the data represent erosion whereas positive values represent progradation.

Interannual shoreline change rates were calculated for 17 comparison pairs, ranging from 1 to 36 years (Fig. 2.5, Table 2.3). No clear temporal trends were observed over the time series (high variability in annual change rates), suggesting a complex relationship between coastal geology and the processes driving erosion. Prior to 1971, the mean long-term shoreline retreat rates were relatively lower, ranging from 0.5 ± 0.32 to 0.91 ± 0.29 m/yr. However, after 1971 a transition to generally increasing erosion rates is observed, with mean long-term rates ranging from 0.93 ± 0.09 to 1.79 ± 1.62 m/yr, all exceeding the 96-year mean retreat rate of 0.68 ± 0.12 m/yr. Since 1971, annual change rates have been consistently 1.37 to 2.63 times higher than the long-term mean. The highest marsh retreat rate observed at a single transect was recorded between August 2010 and October 2011, measuring at 10.98 ± 1.62 m/yr, representing the highest average retreat rate among all transects measured during the same time period (i.e. 1.79 ± 1.62 m/yr). This rate was relatively comparable to the retreat rates observed from 2012 to 2015, which averaged 1.77 ± 0.30 m/yr.

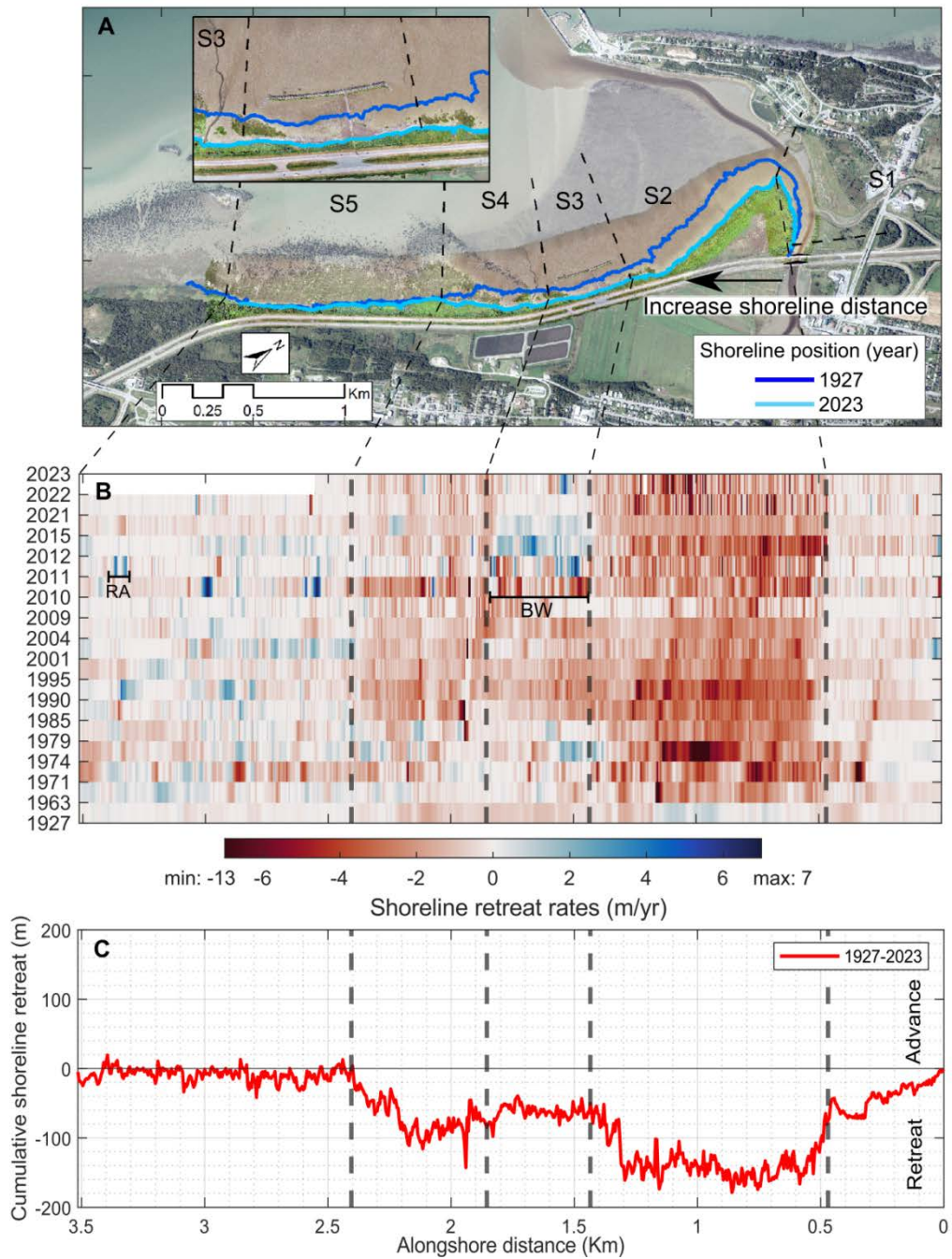


Fig. 2.6. Overview of the study area, delineating the five sectors (S1, S2, S3, S4, and S5) overlain on 2015 (bottom) and 2022 (top) imagery source: UQAR, (B) interannual retreat rates, and (C) net shoreline movement at Rivière-du-Loup saltmarsh from 1927 (dark blue line) to 2023 (light blue line). BW: Breakwater, RA: Rock armour. Dashed lines represent the boundary of each sector.

The shoreline retreat rates measured on individual transects along the study area illustrate the spatiotemporal variability of marsh migration over time (Fig. 2.6B). Based on this variability and the presence of a rock armour and a breakwater, the study area was segmented into five sectors from the east to the west (S1 to S5), allowing for a comprehensive analysis of the complex dynamics of coastal erosion in the marsh (Fig. 2.6A).

Continuous erosion across most sectors is observed over time, especially in sectors S2, S3, and S4, with a maximum erosion distance of 178.5 m and an average distance of 63.10 m between 1927 and 2023 (Fig. 2.6C). Maximum erosion was consistently concentrated over a 1-km coastal stretch in the northeast part of the study area throughout the measurement period. Minimum long-term retreat distances were recorded along approximately a 1.1-km long section of the saltmarsh on the southwestern end of the study area (S5). In total, the study period witnessed a net loss of 22.52 ha of coastal area (mainly saltmarsh), with a mean loss of 0.24 ha per year. Because the river mouth was also more stable over time (S1, 1.57ha erosion in 96 years), the analysis will be focused on S2, S3 and S4 due to their higher rates of lateral retreat. This area also encompasses the area where the breakwater is located (Fig. 2.7).

S1 is situated at the river mouth, which implies that this stretch of the coast experiences intricate interactions between coastal and fluvial hydrodynamic processes. It is worth highlighting the distinctive topography of the upper marsh scarp in this area, where cliff scouring accentuation occurs along the river bank. Consequently, the top of the upper marsh scarp is overhanging, creating a pronounced elevation contrast. Additionally, vegetation, particularly *Phragmites*, is observed on the overhang section which can influence the erosion process by acting as a protective barrier, potentially reducing the impact of erosion on the upper portion of the upper marsh scarp. Acknowledging that such a terrain morphology can complicate the accurate assessment of shoreline retreat rates on historical imagery, the shoreline in this section retreated by an average of 39.66 m since 1927, with a maximum retreat of 71.60 m. The result is a net area loss of 1.57 ha caused by

erosion rates varying within 0.19 to 0.82 m/yr. At the river mouth, the most substantial shoreline retreat occurred in the western part of S1 closer to the bay, and gradually diminishing upriver.

There is a clear contrast in marsh erosion between the river entrance and the open coastline in Rivière-du-Loup. S2, located in the northeastern part of this study area and marked by deeply incised erosional gullies, underwent the most extensive erosion during the study period (Fig. 2.6B,C). Overall, the average annual shoreline retreat over the study period was approximately 130.65 ± 0.12 m in this section that lost 13.03 ha since 1927. Prior to 1963, this zone exhibited modest retreat rates, averaging 0.55 m/yr, and even demonstrated a slight tendency for seaward progradation (0.48 m/yr in average). After 1963, an increase in shoreline retreat is noted, with rates ranging from 0.55 to 2.32 m/yr for the periods 1927-1963 and 1963-1979, respectively. Between 2010 and 2023, erosion rates slightly decreased, primarily attributed to a decline occurring between 2015 and 2021 (Fig. 2.7A). Spatially, the most pronounced retreat was concentrated in the central and northeastern sections of S2, gradually decreasing towards the southwest.

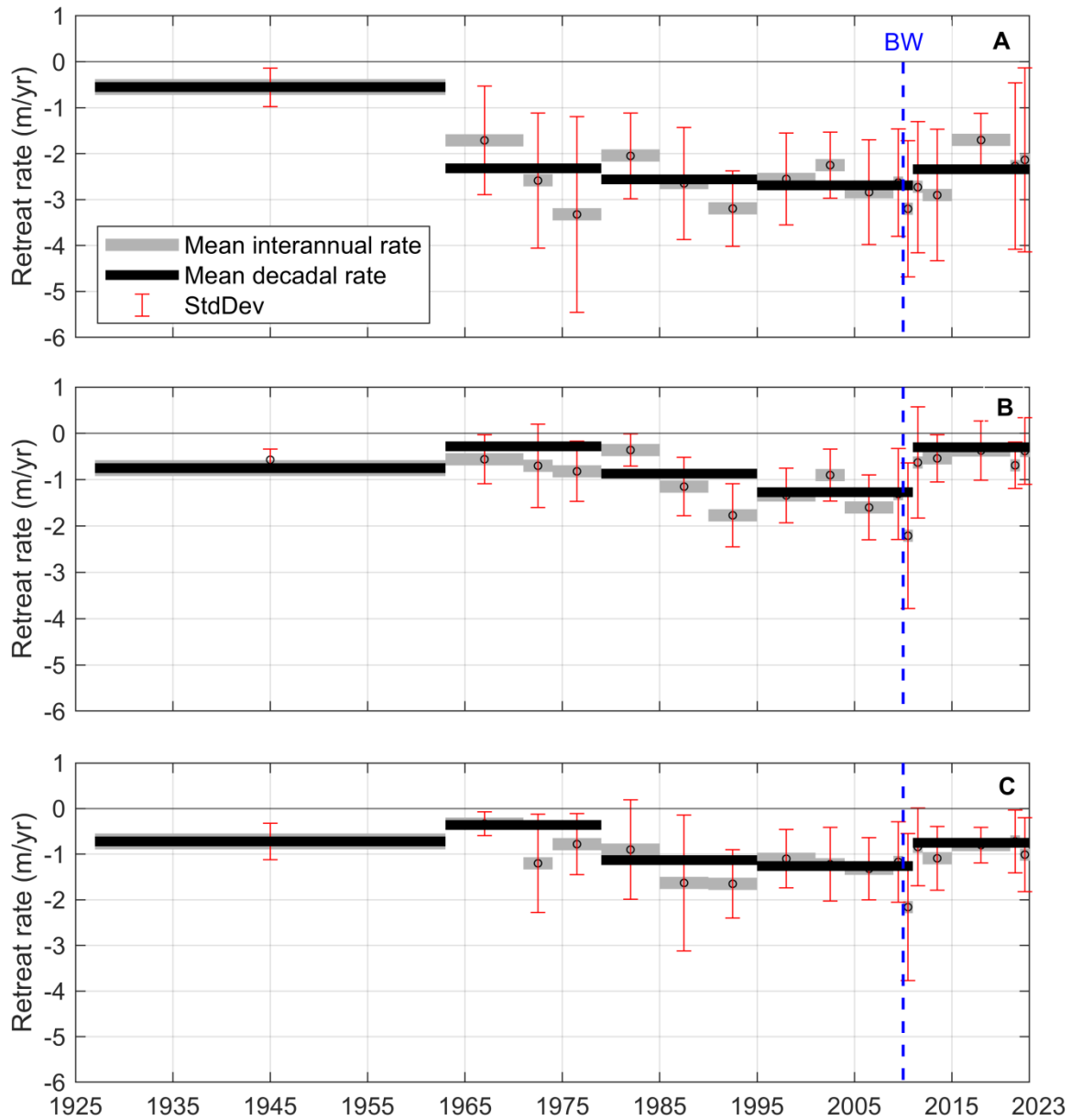


Fig. 2.7. Mean annual retreat rates across a given date range (gray) with mean long-term decadal rates (black) for (A) S2, (B) S3, and (C) S4 between 1927 and 2023. Error bars represent the standard deviation of the longshore variability of cross-shore marsh edge migration over the study site.

Higher erosion rates are observed between 1927 and 1963 in S3 and S4 compared to the subsequent period 1963-1979. Erosion rates continued to increase until the construction of a breakwater in S3 (Fig. 2.7B, C). Between 1927 and 2011, S3 experienced a net loss of

2.81 ha of wetlands. However, shoreline accretion occurred after the defense structure was built (Fig. 2.6B) leading to a shoreline gain of approximately 7.40 m between 2011 and 2023, along with an increase of 0.3 ha between the road and the breakwater. Meanwhile, S4 suffered a 4.23 ha loss of wetlands (Fig. 2.6C).

Situated in the southeastern part of the study area and covering a ~1.15 km stretch of the coast, S5 demonstrated minimal change in shoreline position over time and remained relatively stable since 1927 (Fig. 2.6B,C). This section is characterized by dense *Spartina alterniflora* cover, which, along with the presence of rock armour, appears to have contributed to the relative stability of the shoreline throughout the study period. Net shoreline position fluctuations have been within +20 m (progradation) and -41m (inland migration). Despite these fluctuations, there was a small area loss of 1.03 ha in this sector.

The long-term marsh edge migration from 1927 to 2023 indicates an important variation in erosion rates across different sectors, leading to spatial asymmetry in erosion patterns. In S1, the 96-year mean retreat rate is 0.58 m/yr, while S2 exhibits a higher value of 2.40 m/yr. S3 experiences a 84-year mean retreat rate of 1.12 m/yr before the installation of the breakwater (1927-2010), followed by a 12-year mean retreat rate of 0.32 m/yr (2011-2023). The 96-year mean erosion rate of 1.1 m/yr at S4 is similar to S3, while it is 50% lower at S5 (0.51 m/yr). Therefore, a 5-fold difference exists between the retreat rate of Sector S2 and those of Sectors S1 and S5, and a 7.5-fold difference is observed for Sector S3 (post-breakwater installation). Thus, Sector S2 exhibited a rate 2.5 times greater than both Sector S3 (pre-breakwater intervention) and Sector S4.

1.9.2 Short-term shoreline change (2021-2023)

The marsh edge retreat rates calculated monthly between April 2021 and April 2023 during the ice-free period closely align with long-term trends in spatial variability. Indeed, the most critical erosion is located in S2 (Fig. 2.8). Within a typical year, all sectors present pronounced retreat rates in the fall and more prominently in the spring. In spring 2021, retreat rates reached an average of 0.79 cm/day, and erosion intensified in the spring of

2022 to 1.28 ± 0.11 cm/day (Fig. 2.9). In the fall, erosion appears less intense. For instance, in 2021, 0.41 cm/day of marsh edge has been retreating. Similarly, in the fall of 2022, albeit slightly lower than those in spring, retreat rates reached 0.83 ± 0.11 cm/day (Fig. 2.9, Table 2.4).

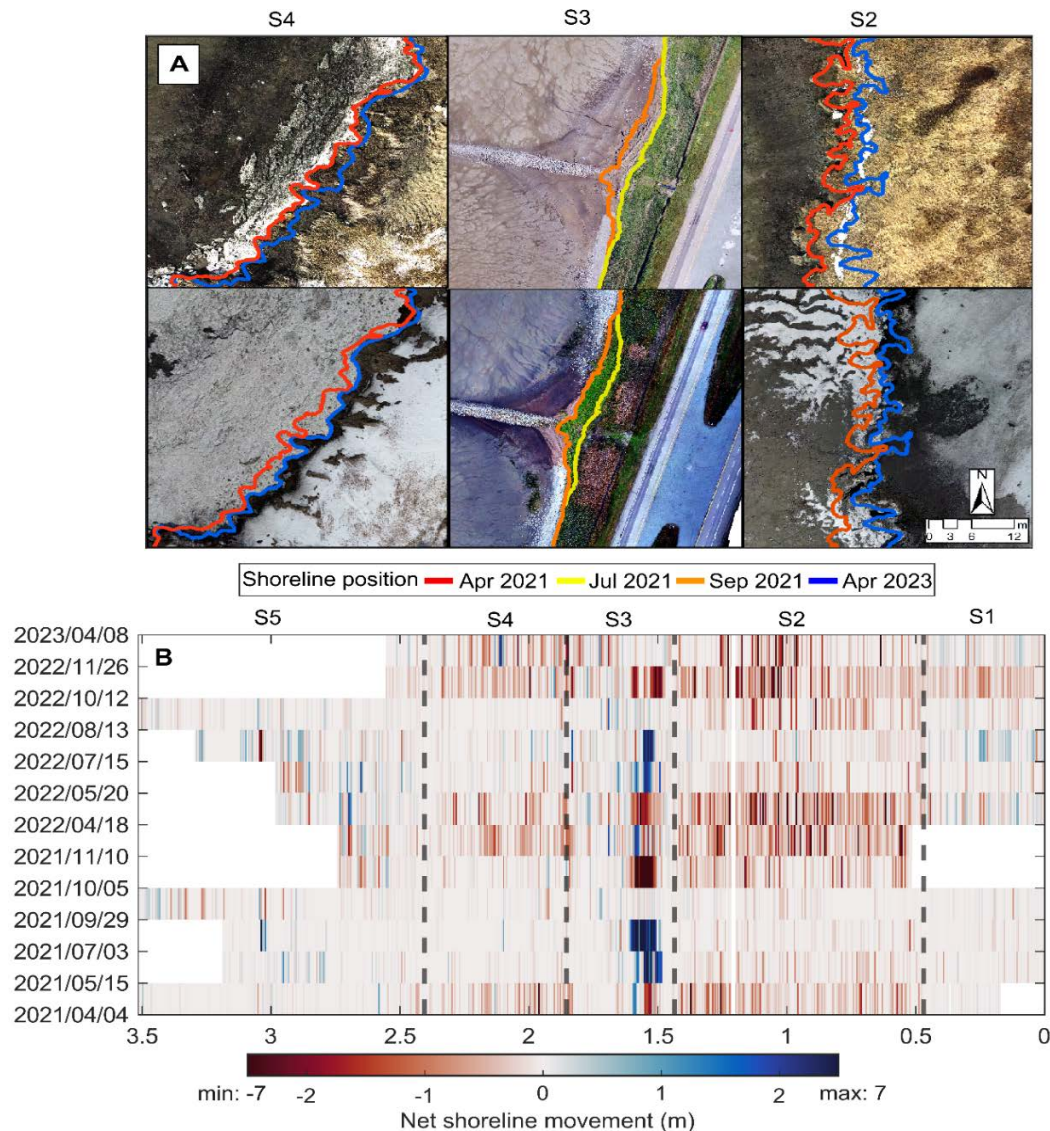


Fig. 2.8. Overview of the lateral retreat in the three sectors (S2, S3, and S4) on drone imagery, (B) net shoreline movement measured between consecutive drone surveys at the Rivière-du-Loup saltmarsh from April 4, 2021, to April 8, 2023. Dashed lines represent the boundary of each sector.

Table 2.4. Short-term shoreline retreat rates at Rivière-du-Loup saltmarsh.

Analysis Period	Total Days	Mean*	Maximum	Std. Dev.	EPRunc	Overall mean**
Short-term rates (cm/day)						
04Apr 21-15May 21	42	-0.79	-6.23	0.98	0.11	-0.14
15 May 21-03 Jul 21	50	-0.13	-2.44	0.39	0.12	0.02
03 Jul 21– 29 Sep 21	89	-0.06	-1.61	0.14	0.11	0.10
05 Oct 21- 10 Nov 21	37	-0.41	-3.78	0.50	0.10	-0.27
10 Nov21- 18 Apr22	159	-0.26	-3.58	0.55	0.13	-0.36
18 Apr22- 20 May22	33	-1.28	-9.20	2.79	0.11	-0.30
20 May22-15 Jul22	57	-0.18	-1.18	0.26	0.11	-0.03
15 Jul22-13 Aug22	30	-0.23	-2.87	0.22	0.11	0.04
13 Aug22-12 Oct22	61	-0.27	-4.70	0.43	0.11	-0.07
12 Oct22- 26 Nov22	46	-0.83	-5.00	0.73	0.10	-0.40
26 Nov22- 08 Apr23	133	-0.22	-4.23	0.49	0.15	-0.20

*Mean measurements for eroding transects only.

**Mean measurements for both eroding and prograding transects. Negative values within the data represent erosion whereas positive values represent progradation.

At the sector scale, the analysis of saltmarsh edge retreat rates reveals that the most major variations occur during the fall and spring seasons for S2 and S4, whereas S3 (breakwater area) exhibits its most pronounced retreat rates exclusively in the spring (Fig .2.9B). Extreme erosion rates were recorded between April 18 and May 20, 2022, reaching 2.28 cm/day in S2, 1.34 cm/day in S3 and 0.87 cm/day in S4. Averaged alongshore, the net retreat of the shoreline reached 0.73 m, 0.43 m and 0.28 m for S2, S3 and S4 respectively (Fig. 2.10). It should be noted that in S3, the shoreline corresponds to the dense vegetation limit on the backshore, whereas the marsh edge was used in other sectors. The

NSM between each pair of imagery dates, marked by significant variations in retreat/accretion ranging from -5 m to 7 m behind the breakwater, is closely tied to the contrasting dynamics of herbaceous backshore vegetation between seasons (Fig. 2.8A). This relationship is notably influenced by the decline in vegetation observed during the fall, followed by vegetation regrowth in the summer.

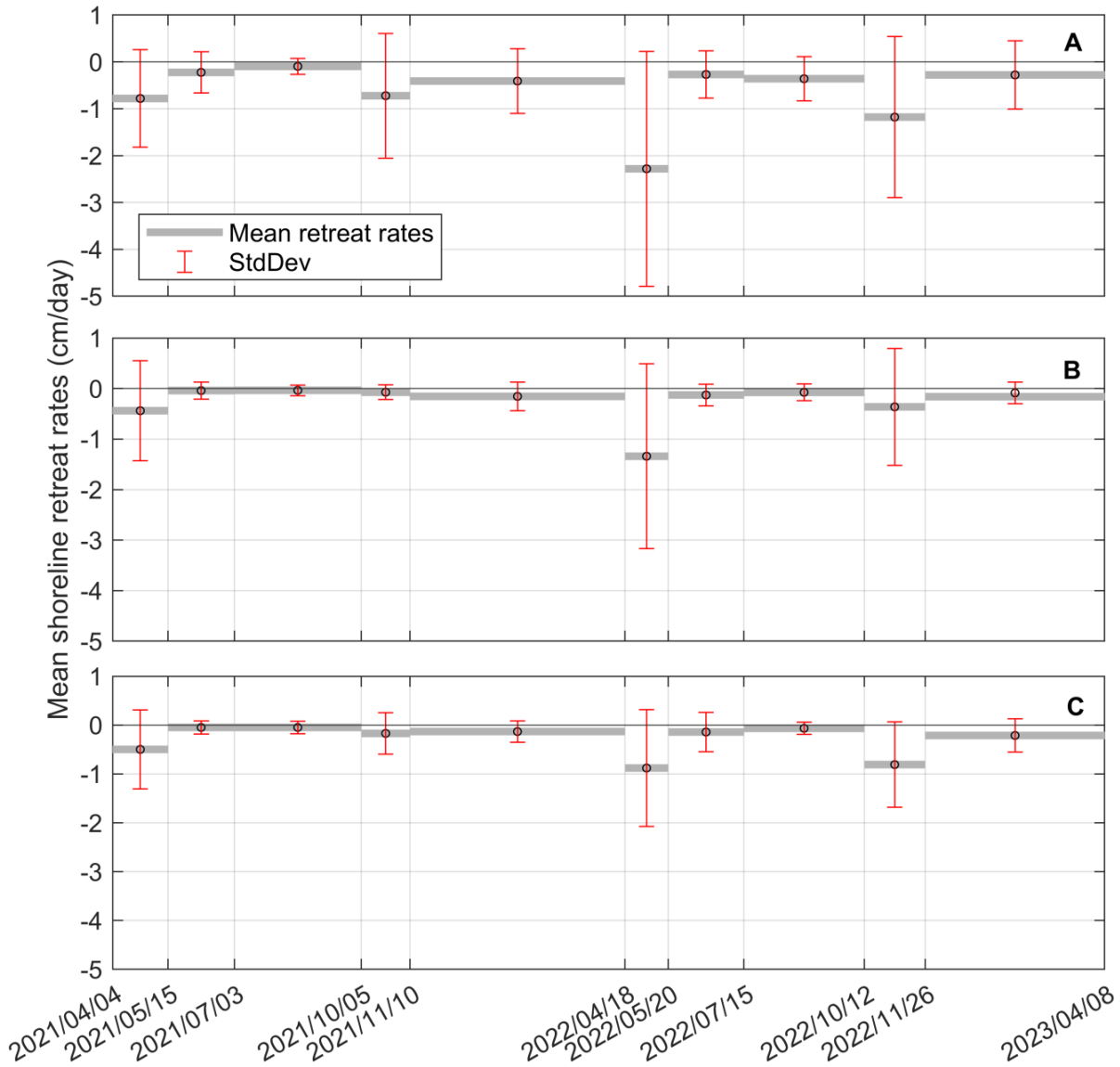


Fig. 2.9. Mean daily migration rates across a given date range (A) S2, (B) S3, and (C) S4 from April 4, 2021, to April 8, 2023. Error bars represent the standard deviation of the longshore variability of cross-shore marsh edge migration over the study site.

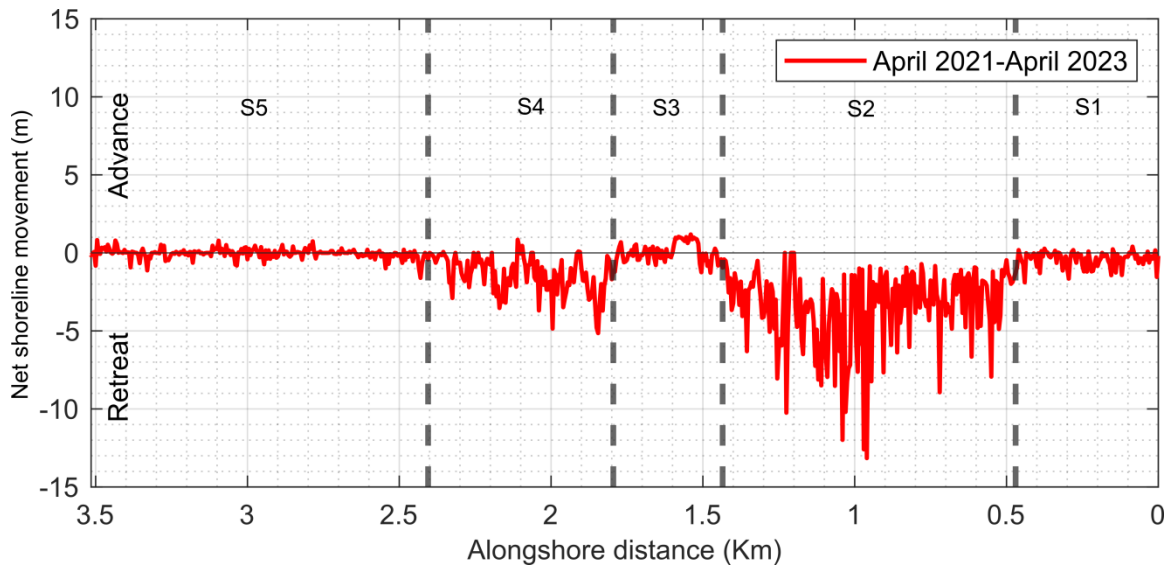


Fig. 2.10. Net shoreline movement at the Rivière-du-Loup saltmarsh from April 4, 2021, to April 8, 2023. Dashed lines represent the boundary of each sector.

Across the study area, the spring season stands out with the most pronounced retreat rates. However, over an entire year, the highest cumulative net shoreline change unfolds during the combined period of summer and fall (Fig. 2.9). During spring 2021, erosion rates of 0.74 cm/day accumulated to generate a retreat of 0.31 m over 43 days. As the system transitions into summer and progresses through fall, the saltmarsh retreat averages 0.19 cm/day, totalling 0.34 m of net erosion over 183 days. Moving to 2022, retreat rates of 1.28 cm/day are observed, totalling 0.42 m over 33 days. During the ice-free period in 2022, from summer to late fall, the retreat rate is 0.34 cm/day, resulting in a cumulative retreat of 0.67 m over 194 days (Fig. 2.11).

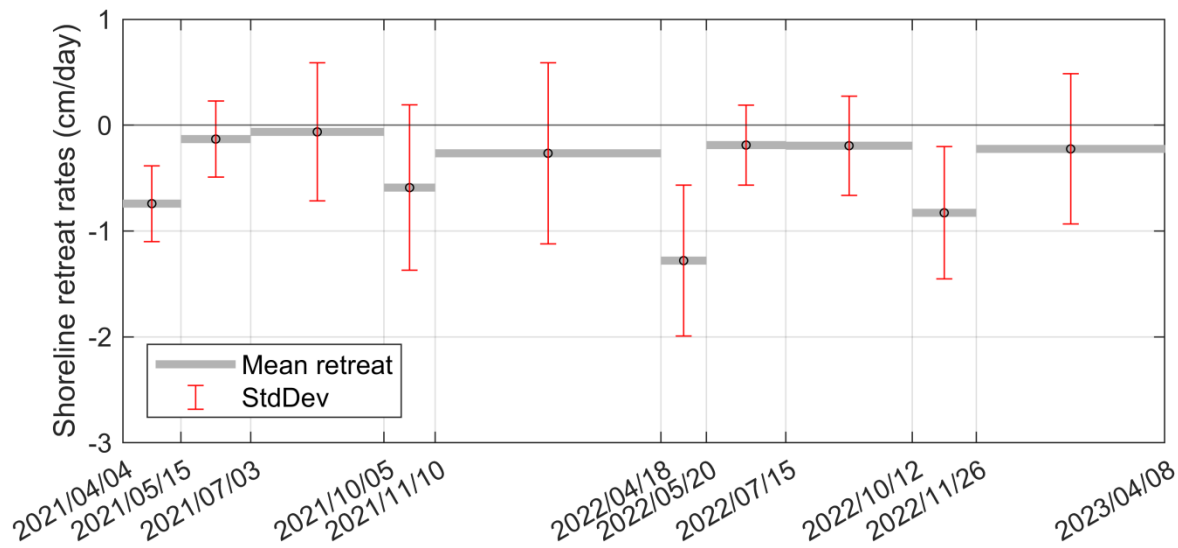


Fig. 2.11. Mean daily short-term retreat rates between adjacent upper marsh scarps (gray) for the entire study area between April 4, 2021, and April 8, 2023. Error bars represent the standard deviation associated with the erosion calculated by averaging the measurements over all the eroding transects across the study area.

1.10 WAVE CHARACTERISTICS

1.10.1 Long-term scale

The analysis of the wave climate offshore of Rivière-du-Loup ($47^{\circ}49'N$, $69^{\circ}36'W$) obtained from WW3 between 1980 and 2017 reveals that the study area is predominantly affected by waves propagating from the N-NNE and SW-WSW in accordance with the orientation of the St. Lawrence River (Fig. 2.12).

Significant wave height (H_s) and peak period (T_p) throughout the entire simulated time period shows that approximately 17% of the wave field is attributed to south-westerly waves, characterized primarily by short periods ($0s < T_p < 4s$). Northerly waves, with longer periods ($4s < T_p < 8s$), dominate the wave direction, representing 43% of the wave

conditions. Waves exceeding 0.5 m occur only 5% of the time, with 0.77% propagating from the N-NNE and 2.55% from SW-WSW.

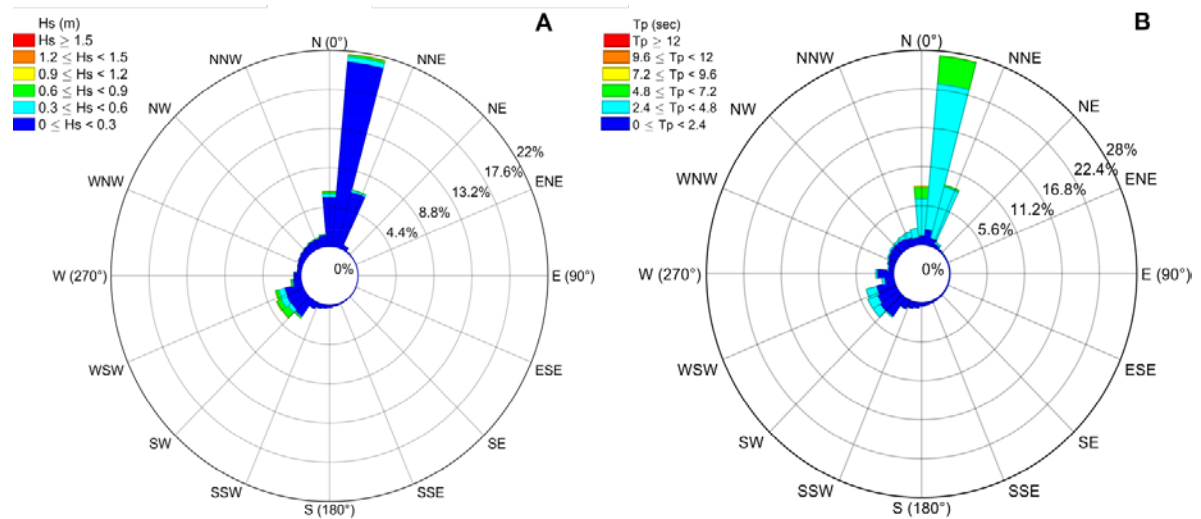


Fig. 2.12. Modelled wave conditions extracted from a WW3 grid point located 2.6 km offshore of Rivière-du-Loup, between 1980 and 2017. (A) Significant wave height (Hs). (B) Peak wave period (Tp).

The annual cumulative wave power (WP) and the number of storms during the ice-free period from May to November, based on WW3 data over 37 years (1980-2017) was analyzed. Overall, there is a long-term variability in these potential drivers of coastal change (Fig. 2.13). The results reveal year-to-year variability, marked by a sharp increase in annual cumulative WP and the number of storms, especially between the years 2010 and 2016. Despite this, the variables show an upward trend over time. Linear trends indicate that WP is increasing at a rate of 10820 W/m per year, and the number of storms is increasing by 0.3 storms per year. Although these long-term positive trends are significant (p-value <0.05), they seem affected by sudden changes in wave power and storm frequency in 2010, lasting up to 2016. During this period, there is an increase in energetic conditions (higher WP, more storms) and a peak reached in 2010-2011, followed by calmer years.

However, the limited wave time series makes it impossible to pinpoint the exact year in which this decline ended.

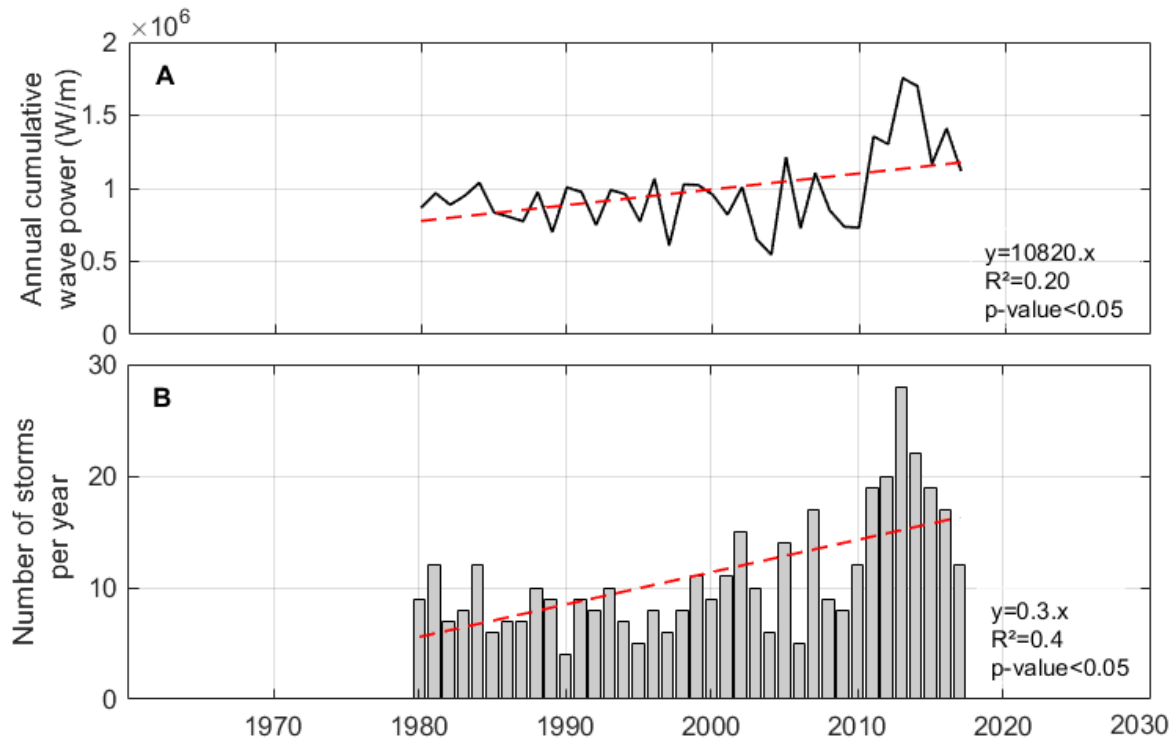


Fig. 2.13. Long-term trends in physical drivers in Rivière-du-Loup: (A) annual cumulative wave power (WP) and (B) annual number of storms in Rivière-du-Loup. Data for WP and the number of storms were calculated during the ice-free period from May to November.

To evaluate the potential of wave energy as a driver of upper marsh scarp erosion, retreat rates of the upper marsh scarp are plotted against cumulative wave energy (Fig. 2.14). Statistically significant ($p\text{-value}<0.05$) least-squares linear fits were found for wave energy ($R^2=0.77$), indicating a significant correlation between the two variables. However, it is worth noting that while the coefficient of determination suggests a strong correlation between wave energy and erosion rates, a comprehensive analysis of upper marsh scarp erosion should also consider other factors, such as soil composition, sea-level rise, and local weather conditions.

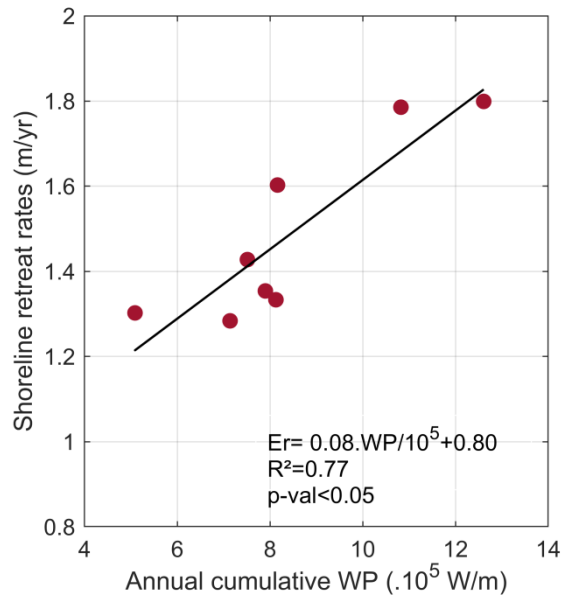


Fig. 2.14. Relationship between saltmarsh shoreline retreat and cumulative annual wave power (WP) for 8 distinct periods between 1985 and 2015, when both shoreline recession and WP data were available.

1.10.2 Short-term scale

Fig. 2.15 illustrates the significant wave height (H_s) and the wave time periods (TP) measured between June 15, 2021, and December 27, 2022, during the ice-free period, at PS.S1 offshore, as well as at the upper shore in sectors S2, S3, and S4 by the PSs (PS.S2, PS.S3, and PS.S4), respectively. There is a spatial variability in H_s along the study area. Higher wave heights are recorded at S2 (PS.S2) than those recorded by PS.S3 and PS.S4. Waves are in average 94% higher at PS.S2 than PS.S3, and 29% higher than PS.S4. We also note seasonal variability in H_s , especially during the fall months, from October to November. During this period, H_s values range between 0.5 and 1 m at the PS1 (seaward the tidal flat), with a peak period of approximately 3.9 s. Similarly, PS.S2 indicates H_s between 0.5 and 0.7 m, with a peak period of about 5.4 s, indicating more energetic conditions in the fall. In contrast, lower H_s are observed from June to August. In summer, waves exceeding 0.5 m are less frequent (0.37% of the observational dataset) and their

periods rarely exceed 5s, corresponding to calmer oceanic conditions. Extreme events, reaching H_s of approximately 1.15 and 1.5 m with a peak period of 4.42 s, were observed in December on the tidal flat at PS1, associated with the highest water levels of about 3 m (CGVD28).

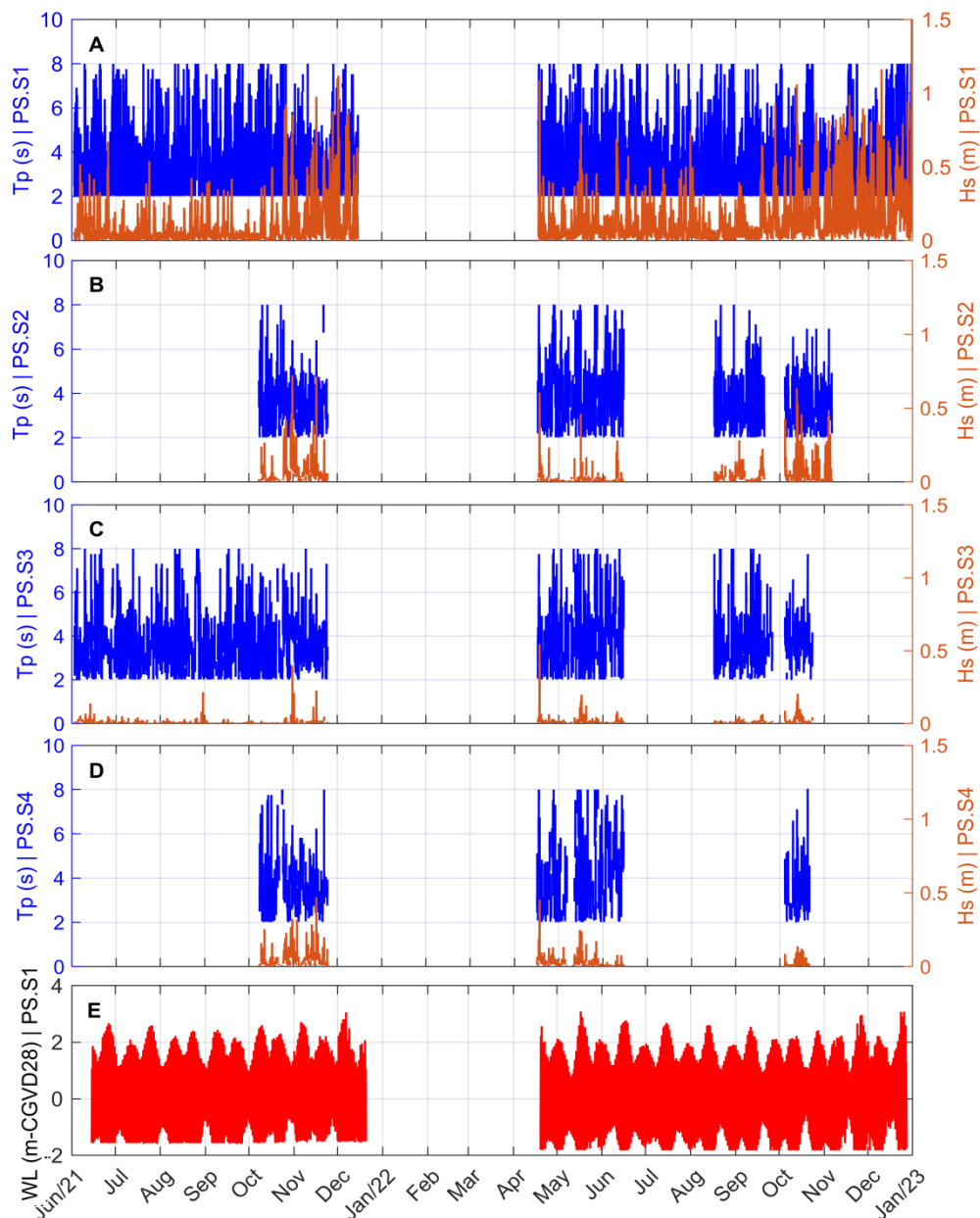


Fig. 2.15. Wave parameters measured from June 15, 2021, to December 27, 2022, in the saltmarsh of Rivière-du-Loup. Time series plots of significant wave height (H_s) at the four

pressure sensors (PS): (A) PS1 offshore, (B) PS.S2 in sector S2, (C) PS.S3 sector S3, and (D) PS.S4 in sector S4. (E) Time series plot of water levels measured offshore. Missing data are due to pressure sensor malfunctions and sea ice cover.

To assess the spatial distribution of wave energy in the study area, reduction coefficients for upper shore to offshore wave power were calculated. These coefficients were derived from wave parameters measured by the PS.S1 sensor, which was deployed offshore and protected by the quay, and by sensors located closer to the shoreline in sectors PS.S2, PS.S3, and PS.S4. The data were collected between October 15, 2021, and November 30, 2021 (Fig. 2.3, Fig. 2.15, Fig. 2.16). The wave energy reduction coefficients were specifically determined for the main offshore incident wave direction, i.e., southwest (SW), ranging from 202 to 247°. The sensor PS.S1 is designed to detect waves coming from this specific direction, as the presence of the quay significantly affects the wave energy from the north, impeding their propagation considerably (ARGUS, 1997).

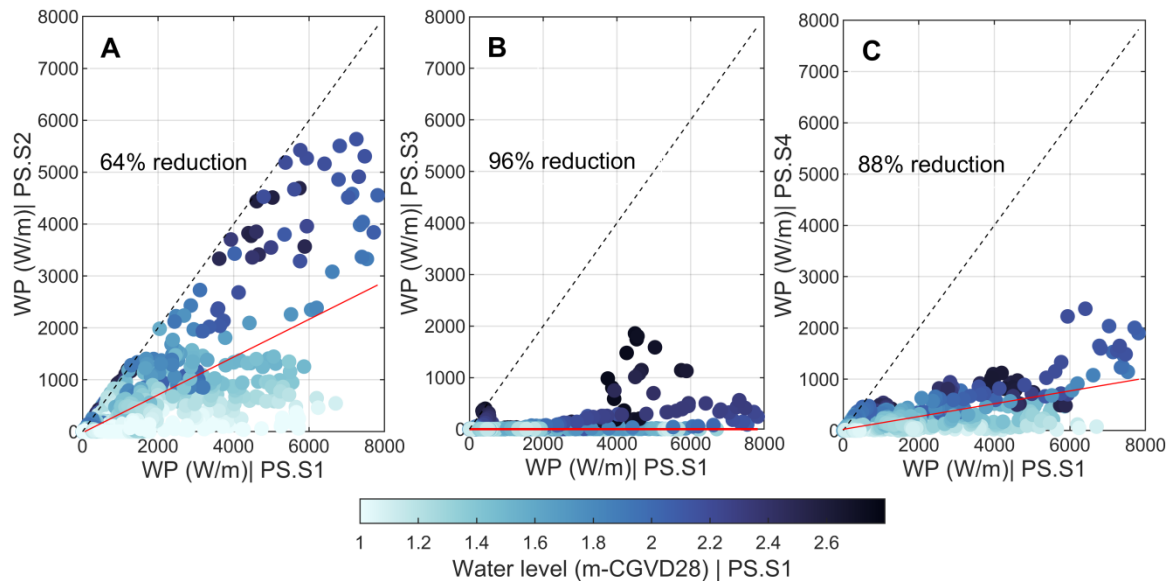


Fig. 2.16. Comparison of inshore to offshore wave power along three distinct sectors (A) S2, (B) S3, and (C) S4 of the saltmarsh of Rivière-du-Loup during October to November 2021 as a function of water levels. The dashed line represents unity, indicating that offshore wave power (x-axis) is equal to the observed inshore wave power (y-axis).

In sector S2, inshore wave energy constituted approximately 64% of the corresponding offshore energy, considering all incident wave conditions. Nevertheless, when the incident waves come from the southwest and have a wave power exceeding 3.7KW/m, with a water level surpassing 1.85 m CGVD28, the inshore wave energy reached approximately 73% of the corresponding offshore energy. This represents a reduction of 27%, which is notably less than the 64% reduction observed under all hydrodynamics conditions, suggesting that wave attenuation is depth dependent. In S4, which is further west in the marsh, waves from the southwest experience a more important reduction compared S2 closer to the river mouth eastward. Indeed, inshore wave energy was only 12% of the offshore energy, while those with a wave power exceeding 6 KW/m make up 23%. This indicates a reduction of 77%, in contrast to the 88% reduction observed for less energetic incident waves. This implies that the reduction in wave energy is influenced by incoming wave energy as well in the marsh. Unsurprisingly, behind the breakwater (S3), there is a significant modification of wave energy reaching the saltmarsh boundary, more than in other sectors. The results of the analysis of variance (ANOVA) indicate a

statistically significant difference in wave power among the studied zones ($F(2, 10710) = 199$, $p\text{-value} = 1.3841e-85$). The group means exhibit substantial variations, highlighting significant disparities between the zones. Specifically, Zone S2 stands out with the highest mean ($M = 183.26$ W/m), followed by Zone S4 ($M = 84.88$ W/m) and Zone S3 ($M = 13.34$ W/m). In this protected area, the inshore wave energy represents only about 4% of the offshore wave energy under all hydrodynamics conditions (Fig. 2.16B). This substantial difference relative to S2 and S4 underlines the effectiveness of the breakwater in reducing the transmission of wave energy to the intertidal zone. The comparison between S3 and S4 showed an extremely low p -value ($p = 4.3482e-14$), indicating a statistically significant difference. This suggests a superior efficiency of the breakwater compared to *Spartina* vegetation in reducing wave energy. In Rivière-du-Loup, the breakwater crest elevation is ~ 2.1 m. When the water level remains below 2.4 m, i.e., slightly above the crest given (Fig. 2.4), even for low-incident wave energies, only a 66% reduction of incident waves is observed. This suggests that wave attenuation by the breakwater is dependent on water levels and the higher the negative freeboard, the less the energy reduction.

To evaluate the impact of seasonal variations in wave power on saltmarsh retreat within the specific sectors (S2, S3, and S4), cumulative values of wave power (WP) were computed between two consecutive drone surveys conducted between April 2021 and April 2023. Linear regression analysis revealed a robust and statistically significant coefficient of determination ($R^2=0.97$, $p\text{-value}<0.05$) between wave power (WP) and erosion rates (Fig. 2.17) in recent years. This statistical analysis excluded three outlier values (O1, O2, and O3) corresponding to data collected during the spring ice-melting phase from April 18, 2022, to May 20, 2022. Considering these outliers results in a weak positive correlation ($R^2=0.28$, $p\text{-value}=0.09$). This means that retreat rates increase progressively with the cumulative WP during the summer and autumn seasons, which is not the case during the spring. Despite a 2.7-fold decrease in wave energy during spring compared to fall in S2, retreat rates were 2.8 times higher in spring (O1). Behind the breakwater (S3), spring retreat rates are 1.6 times higher than observations in the more vegetated area (S4), despite having lower cumulative wave power (O2). In S4, while spring wave energy was

comparable to fall observations (Fig. 2.17), the saltmarsh retreat rate was six times as high in spring (O3). These observations suggest that factors beyond the continuous mechanical erosive action of waves play a predominant role in the lateral retreat of the upper marsh scarp during this period.

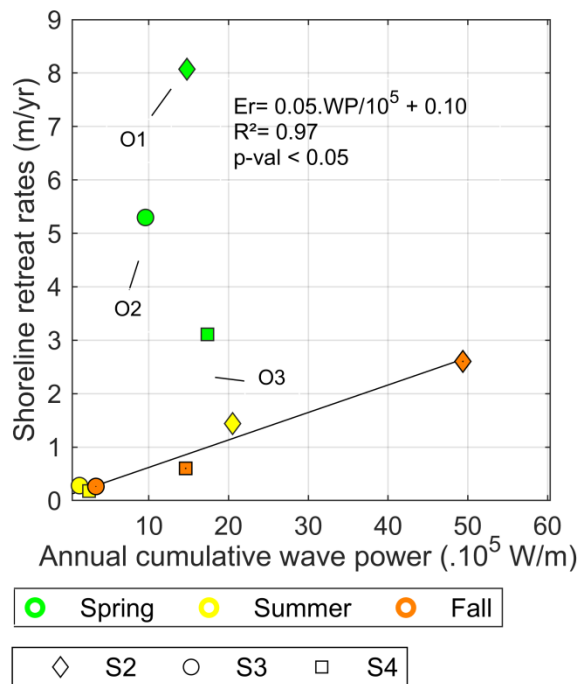


Fig. 2.17. Relationship between erosion rates and cumulative wave power (WP), from April 4, 2021, to April 18, 2023. Marker symbols represent the sector, marker colours represent the season. O1-O3 denote the investigated outliers.

1.11 DISCUSSION

1.11.1 Decadal changes in saltmarsh dynamics

On a decadal timescale encompassing the entire study area, a consistent and increasing trend in erosion rates spanning from 1927 to 2011 was observed. This trend aligns with a concurrent rise in wave energy and storm frequency. This convergence of factors provides a comprehensive context for understanding the decadal-scale wave climate conditions that can act as driving forces behind coastal changes in subarctic saltmarshes. However, in Rivière-du-Loup, the fluctuation in erosion rates, whether experiencing acceleration or deceleration is intricately tied to spatial and temporal variations observed on an interannual basis. Indeed, the saltmarsh of Rivière-du-Loup exhibited relatively modest interannual erosion rates before 1971, with a mean ranging from 0.5 ± 0.32 m/yr to 0.91 ± 0.29 m/yr. Starting in 1971, interannual rates underwent immediate more severe erosion, transitioning from the lowest (0.93 ± 0.09 m/yr between 2015 and 2021) to the highest (1.79 ± 1.62 m/yr between 2010 and 2011), exceeding the 96-year mean retreat rate of 0.68 ± 0.12 m/yr. These erosion rates are in line with previous studies in the St. Lawrence Estuary conducted by Allard et al.(2012) and Dionne(1986,2000) that noted erosion rates between 0.4 and 1m/yr in saltmarshes.

Following the implementation of the breakwater, there was a localized and immediate deceleration in erosion rates observed from 2011 to 2023 (0.32 m/yr) in the newly protected area. The breakwater construction was combined with a gravel embankment at that time to limit the saltmarsh edge scouring, reducing the erosion rates by four times lower than the preceding 84-year mean long-term rates (1.12 m/yr; 1927-2011). Despite the long-term effect of the breakwater following the 2010s, there was an immediate effect following its installation in 2010-2011. The increased rates of saltmarsh recession observed between 2010 and 2011 could be attributed to an extreme storm event that induced substantial erosion and flooding at the regional scale in December 2010 (Didieret al., 2019; Quintin et

al., 2013), shortly after the breakwater construction in the fall. This is demonstrated through a comparative analysis between the time series plots of cumulative wave power and storm frequency, suggesting that the period 2010-2015 is presumed to exhibit the highest recession rates throughout the entire study duration (Fig. 2.13). Despite the elevated storm frequency and increased wave power from 2012 to 2015, the mean recession rates in the vicinity of the breakwater experienced a 76% net decrease in erosion than those in the 2010-2011 time period (0.54 m/yr compared to 2.21 m/yr). The effectiveness of the combined breakwater-embankment in reducing lateral saltmarsh retreat is undeniable in Rivière-du-Loup, but its effect is very localized and do not apply to surrounding areas. Similar results have been obtained by Sujivakand et al.(2024), Loon-Steensma & Slim(2013), andLatif & Yong(2021) across diverse geographic regions. Hard protection in sedimentary coastal systems are not uncommon(Board, 2007; Pilkey & Wright, 1988), but their impact on saltmarsh evolution is not well understood (Vona et al., 2020). When integrated into the long-term natural dynamics of the marsh in Rivière-du-Loup, which seem to evolve with environmental conditions(i.e. wave energy), the breakwater disrupts the processes that have caused this system to migrate over time, this is has been also seen in saltmarshes of the Dutch Wadden Sea by Loon-Steensma & Slim(2013).

Long-term retreat rates indicate that changes determined over a limited period of time can be significantly affected by yearly rates that are unusually high (or low) (Fig. 2.5). However, these rates will typically always exhibit greater magnitude and fluctuation (with a higher standard deviation) when compared to measurements taken over an extended period, due to the time-averaging effect (Gibbs et al., 2021).

1.11.2 Short-term impacts of waves and the breakwater on the saltmarsh

The analysis of short-term recession rates reveals a similar spatial variability to long-term observations, with a strong seasonal variability. In fact, the highest retreat rates occur in spring, as also suggested by ARGUS(1997) and Dionne(1986), followed by fall, then

winter during the ice period, and summer. Considering that the duration of ice-free/ice-melting periods are not uniform, the cumulative analysis over an entire year, between April 2021 to April 2023, suggests that the ice-free period (June-November) exhibits the highest cumulative shoreline retreat. During the ice melting period (mid-April to late May), and the ice period (December to mid-April), erosion is less important, respectively (Fig. 2.11). Despite the rapid retreat observed in spring, the prolonged duration of the ice-free period provides more occasions for the gradual accumulation of retreat over time. Thus, although the rapid recession is most evident in spring, the extended ice-free period plays a crucial role in shaping the cumulative retreat over the entire year. The breakwater significantly reduces the lateral rate in the fall but is less effective during the ice melting period in spring. Given that waves are much more energetic during this period compared to spring, it indicates that the breakwater is particularly effective in diminishing lateral retreat, especially when erosion is primarily linked to hydrodynamic conditions. However, the extent of this impact appears to depend on the specific characteristics of the structure. Based on the data collected during the energetic fall of 2021, a remarkable 96% reduction in wave energy transmission from offshore to the coast was observed under all hydrodynamic conditions, which is more than what is founded in the literature (Vona 2020). The decrease in the effectiveness of the breakwater to reduce wave energy to 66% suggests that there is a relationship between wave attenuation variations and both the crest height and submergence of the breakwater. These findings align with similar results reported by Li et al.(2020), where the width of the structure emerged as a crucial third factor in wave reduction. The erosion rates analyzed on a monthly basis appear higher than those on longer timescales (decadal and interannual time scales), and this difference is attributed to higher frequency changes occurring on the coast over time, such as seasonal variations in wave power. Therefore, the choice of timescale significantly influences the measured erosion rates. Longer timescales tend to smooth out short-term coastal variations and fluctuations, thereby reducing the apparent speed of shoreline retreat (Bendoni et al., 2016). Conversely, the use of a shorter time scale allows for the capture of quicker changes and individual events, providing a more dynamic perspective and potentially yielding

higher erosion rates (Bendoni et al., 2016). With a focus on saltmarsh conservation and coastal management, therefore, accounting for marsh freedom space necessitates multiscale analysis encompassing a broader range of natural and human impacts (Mel et al., 2022) on coastal dynamics.

1.11.3 Relative influence of wave energy

Worldwide, saltmarshes are affected by multiple natural processes that control their shape (Garbutt et al., 2017; Kirby, 2000; Priestas et al., 2015), vegetation cover (Baaij et al., 2021; Crosby et al., 2016; Kirwan & Megonigal, 2013; Shepard et al., 2011), erosional and progradation behaviors (Amann et al., 2023; Fagherazzi et al., 2020). Numerous studies around the world (Everett et al., 2019; Finotello et al., 2020; Leonardi et al., 2016; Mel et al., 2022; Priestas et al., 2015; Sanford & Gao, 2018) have already investigated the relationship between erosion rates and impinging wave power in saltmarshes through both long-term and short-term surveys. Direct wave attack is the major driver of erosion in saltmarshes. However, as far as the author is aware, no studies have explicitly delved into the alteration of saltmarsh erosion rates in relation to wave power in subarctic saltmarshes. In Rivière-du-Loup, over the long-term, wave energy may play a more significant role in driving variations in shoreline retreat ($R^2 = 0.77$). The potential dominance of wave energy in shaping the long-term dynamics of shoreline retreat in Rivière-du-Loup reflects other observations in similar sheltered mesotidal environments (ex. strong dependence on wave energy in the Great Marsh, Massachusetts (USA), with tidal range between 2.6 and 2.8 m (Houttuijn Bloemendaal et al., 2023)). On a monthly scale, the correlation with wave energy becomes more pronounced during the ice-free period after excluding points related to spring season. There is a strong influence of short-term variations in wave energy on coastal erosion during the ice-free period, specifically in summer and fall where direct wave impacts trigger sediment removal from the saltmarsh edge (Francalanci et al., 2013). The absence of a significant correlation with offshore wave energy in the spring, despite

high rates of retreat, suggests that other factors may dominate erosion during this shoulder season. As demonstrated by Dionne & Bouchard(2000), leads to the destabilization of the silty-sand sediments of the upper marsh scarp, reducing their strength and compactness, thus rendering them more vulnerable to the activities of waves. This underscores the predominant impact of thawing on coastal erosion during the spring, coinciding with the melting periods of April and May in Rivière-du-Loup. Associated with this process, the erosive impact of nearshore ice assumes a crucial role in the erosion of fine sediment layers during spring, through the detachment of substantial rafts of upper marsh scarp within the middle estuary, as documented by (Dionne, 1986). His findings reveal that glacial erosion led, in specific locations in Anse au Persil near Rivière-du-Loup, to a retreat of the upper marsh scarp by 6 m in the spring of 1984. Therefore, glacial detachment is likely a significant factor contributing to the retreat of the marsh in Rivière-du-Loup.

Overall, based on the monthly morphological changes observed on the upper saltmarsh of Rivière-du-Loup during field campaigns and wave impact records over two years (April 2021 – April 2023), we observed three seasonal patterns of annual change. As the ice-free season extends from summer into late fall, mechanical wave erosion processes become increasingly prominent. This phenomenon is attributed to diminishing daylight(Gibbs et al., 2021) and the influence of powerful storms driven by low-pressure storms and southwesterly winds (ARGUS, 1997; Dionne, 1986; Gibbs et al., 2021; SOGEAM, 1984). These climatic conditions give rise to storm surges and waves capable of inducing various erosion patterns. This is indicated by the undercutting of the marsh edge, leading to the destabilization of the material in the overhanging upper marsh scarp, ultimately resulting in subsequent block failures, the formation of wave gullies through the process of wave-crest compression and shoaling, and the observable trend of increasing length and width of these gullies (Priestas & Fagherazzi, 2011). Priestas & Fagherazzi(2011) have demonstrated that runup velocities intensify at the gully head due to wave-crest compression, a consequence of the gully's convergent geometry. Our study area shows evidence of this phenomenon (Fig. 2.18D). The increased energy concentration results in erosion at the gully head being three to five times more important than that

occurring at the shoreline (Priestas & Fagherazzi, 2011). Consequently, marsh boundaries characterized by wave gullies exhibit accelerated erosion (Priestas & Fagherazzi, 2011; Priestas et al., 2015). These processes are prevalent throughout the ice-free season but become notably influential in the late fall when storms are more frequent, and the associated high wave energy and elevated water levels from storm surges frequently reach and erode the material of the upper marsh. Minimal changes typically occur on the upper shore once sea ice formation is initiated, providing a protective barrier for the coast. During the spring season, two dominant processes come into play: ice erosion driven by glacial detachment (Dionne, 1986), and ice melting (Dionne & Bouchard, 2000). These processes collaboratively initiate crack formation and the removal of large rafts within the upper marsh (Fig. 2.18E,F).

Elevated water levels associated with storms and high wave energy, which are increasing, are all factors that contribute to increasing upper marsh scarp retreat (Fig. 2.13). Teasing apart the relative contribution to annual change from mechanical wave erosion ice erosion processes is difficult and requires higher frequency driver and response comparisons than included in this paper. Nonetheless, the response in terms of block loss attributed to these two processes seems to exhibit notable distinctions. Glacial processes, exemplified by events like crack formation and rafts collapses, are rapid and have the potential to result in the failure of higher rates of block loss, but they are episodic (Fig. 2.18E,F). In contrast, mechanical wave erosion processes, such as the formation of wave-cut gullies and undercutting (Priestas et al., 2015), generally exhibit lower rates of block loss but maintain a consistent temporal presence (Fig. 2.18,B). The complexity of these processes becomes apparent during the analysis of retreat rates. Indeed, during spring, although individual retreat rates are higher, the rapid and episodic nature of thaw and glacial detachment events limits the cumulative impact over a shorter period. This contrasts with the continuous mechanical wave erosion processes observed during fall and summer, resulting in a more significant cumulative retreat over an extended period. This emphasizes the significance of relatively low wave energy conditions for salt marsh lateral retreat (Leonardi et al., 2016).

Overall, these findings underline the complexity of interactions among processes influencing coastal erosion in subarctic climate, highlighting that various factors, including wave energy and glacial erosion, interact differentially across seasons. Time-averaging over multiple years masks the natural seasonal variability of coastal environments. The differences noted between the correlations over long and monthly/seasonal time scales highlight the importance of selecting the appropriate time scale for this type of analysis.

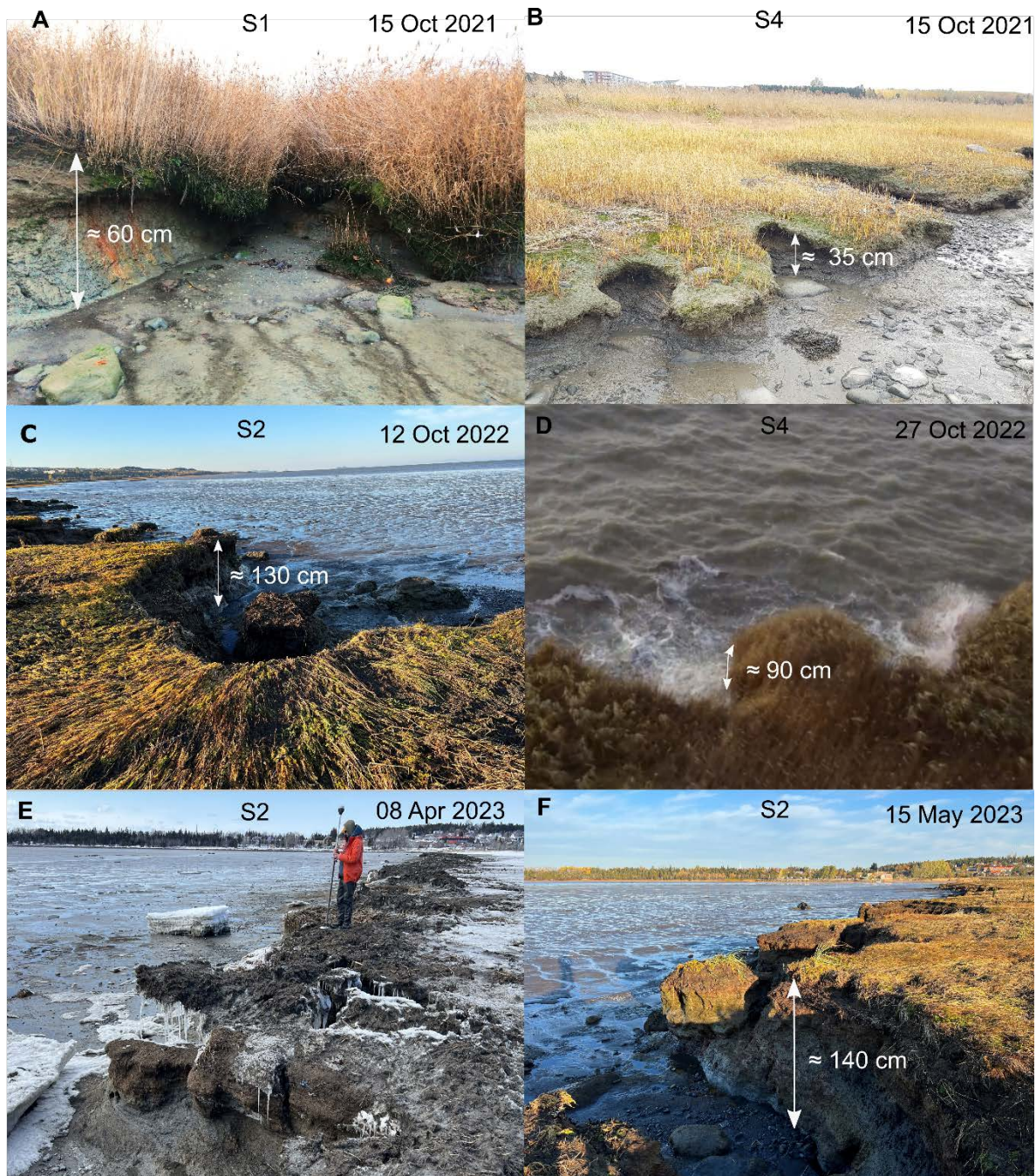


Fig. 2.18. Degradation of the marsh scarp in Rivière-du-Loup. (A) The action of waves to cause undercutting (B, C) examples of wave gully at low tide, and (D) during high tide with wave energy concentration. (E) The effects of glacial detachment on crack formation, and (F) the removal of large rafts.

In Rivière-du-Loup, the observed wide variation in erosion rates across different sectors suggests that factors beyond wave forcing play a significant role in influencing erosion and shoreline retreat. These additional factors may include spatial variability in intrinsic elements such as marsh shoreline orientation, vegetation characteristics, spatial distribution of wave energy (Fig. 2.16), and human interventions (breakwater). Consequently, this heterogeneity can have the potential to weaken the correlation between external physical forces and marsh retreat, particularly when assessing the long-term scale (Cadigan et al., 2022; Priestas et al., 2015). In Rivière-du-Loup, erosion rates may vary spatially greatly due to the specific orientation of each sector relative to the dominant incident wave direction (Fig. 2.6, Fig. 2.10), as demonstrated by Rubegni et al.(2013)and Bondoni et al.(2016). In the study area, Sector S1, facing east-northeast ($\sim 66^\circ$), experiences lower exposure to southwest waves. Sectors S3 and S4, oriented south-southeast (159° and 146° respectively), are less affected by strong winds. Conversely, Sector S2, facing due south-southwest ($\sim 187^\circ$), is highly exposed to violent southwest waves, parallel to the shoreline. This underscores the significant influence of local factors in the erosion process. Sector S5, facing southeast perpendicular to predominant winds, notably stabilizes its shoreline segment.

The retreat rates of the upper saltmarsh also appear to be linked to the spatial arrangement of *Spartina alterniflora* vegetation in this area. Various studies, such as those conducted by Anderson & Smith(2014), Koftis et al.(2013), and Lambert(2009), have explored the wave attenuation effect of *Spartina* vegetation. Studies conducted in both laboratory settings using simplified plant models and field measurements have consistently shown that *Spartina* vegetation can effectively diminish wave energy along coastal zones. This reduction is primarily attributed to the friction generated by the stems and leaves of the plants (Chen et al., 2011; Paul et al., 2016). For instance, the analysis conducted by Lambert(2009) in a saltmarsh on Île Verte, located 25 km from Rivière-du-Loup on the St. Lawrence River, revealed wave attenuation ranging from 37% to 88% over a distance of 566 m in a macrotidal environment. In Rivière-du-Loup, the decrease of 88% in wave energy from the sea towards the coast, especially in sector S4, is likely associated with the

presence of *Spartina* (Fig. 2.16). It is interesting to note that wave attenuation seems to increase with the growing density of vegetation cover, as indicated by Anderson & Smith(2014), Augustin et al.(2009), Bouma et al.(2007), Cooper(2005), and Lambert(2009). This correlation could explain the prevalence of erosion observed in sector S4, particularly in its northeast part, gradually decreasing towards the southwest where the density of *Spartina* vegetation begins to increase (Fig. 2.6, Fig. 2.10). Similarly, retreat rates in sector S5 are the lowest, probably due to the elevated density of *Spartina* vegetation and the reinforcing impact of tree vegetation on the upper marsh area. The *Spartina* vegetation is a protective barrier against incoming wave energy and, consequently, a means of defense against coastal erosion.

The present findings have several implications on the lateral evolution of saltmarshes in subarctic climate. We have shown both long-term and short-term temporal and spatial variations in lateral retreat rates within the Rivière-du-Loup saltmarsh. Our findings suggest a relationship between erosion rates, hydrodynamics, ice erosion, and local factors across the study area. The approach adopted in this study underlines the significance of an integrated analysis that considers various temporal and spatial scales to attain a holistic understanding of the processes contributing to saltmarsh changes. However, this analysis considers only lateral retreat, overlooking numerous other factors that could significantly influence the evolution of a specific marsh and its adaptive capacity in the face of climate change (Kirwan & Megonigal, 2013; Syvitski et al., 2005). These unconsidered factors may include the vertical evolution of adjacent tidal flats, sea-level rise, vegetation colonization dynamics and the impact of the breakwater on all these processes. In the context of saltmarsh preservation decision-making, with the installation of protective structures, it is imperative to extend our analytical framework, as suggested by Vona et al.(2020). The challenge lies in disentangling all these multifaceted factors. Consequently, this involves incorporating these unexplored dimensions into numerical models that account for the intricate feedback between local factors variability, vegetation dynamics, sediment transport, lateral marsh edge retreat, hydrodynamics, and various simulations, as exemplified by various studies using models such as Delft3D (Fleri et al., 2019; Kakeh et

al., 2016; Wu et al., 2020) , TELEMAC(Schwarz et al., 2018; Stark et al., 2017), and ASMITA (Lodder et al., 2019). In Rivière-du-Loup, this enhanced analysis should also take into account the effect of the existing breakwater on natural and planted vegetation in the marsh (Martin et al., 2021), variations in characteristics and placement of the protective structure, such as the distance of the breakwater from the marsh shoreline, which impacts sediment accumulation into the marsh (see e.g.(Vona et al.,2020)), the width of gaps between breakwaters for future implementation (Birben et al., 2007) along with other relevant factors (Fitri & Yao, 2019).

1.12 CONCLUSIONS

This study utilized a rich observational dataset to quantify multidecadal, interannual, and seasonal lateral retreat rates and patterns of coastal change at the subarctic salt marsh in Rivière-du-Loup, Quebec. The study is unique with respect to the high temporal resolution of the observational data, as well as the comparison of upper marsh scarp change with wave power as an indicator of mechanical wave erosion. Moreover, it involves the examination of the impact of coastal protection measures on these observed changes.

Over decades, a consistent and increasing trend in lateral retreat rates has been observed, paralleling the rise in wave energy and storm frequency. This convergence of factors highlights the interconnectedness of climate conditions as driving forces of coastal changes. However, despite these concerning influences, the installation of a breakwater in the fall of 2010 introduced a contrasting element. There was a slight decrease in coastal retreat rates across the entire study area following this intervention, suggesting that targeted human measures can positively contribute to the management of coastal erosion effects.

The rates of shoreline retreat exhibited significant temporal and spatial variations, with consistently high rates observed since 1971. Extreme erosion has been noted in the northeastern section of the study area, while the southwestern part has experienced less

severe erosion. Despite the intense lateral erosion in the northeast (with a total loss of 22.52 ha from 1927 to 2023), the southwest has seen only a minimal overall gain in area (just 0.01 ha over the same period). This suggests strong offshore sediment transport, where material eroded from the upper marsh is carried seaward. Spatial asymmetry in erosion patterns across the study area is closely linked to the distribution of wave energy, local coastal morphology (e.g., coastline orientation, spatial variability in the colonization of saltmarsh vegetation, high spatial variability of the lithostratigraphy of the upper marsh scarp and the lower marsh, and external components like human interventions).

Analysis of short-term retreat rates showed that the spring ice-melting season stands out with the most pronounced recession rates. However, the ice-free period (June–November) exhibits the highest cumulative shoreline retreat throughout the year. With a rapid retreat in spring, the extended ice-free period allows for a gradual retreat over time, which shows the crucial role of a longer ice-free duration in shaping the overall retreat pattern throughout the year.

The installation of the breakwater led to an immediate deceleration in erosion rates within its influence zone, with a near four-fold decrease in mean rates of retreat over the last 12-year time period compared to the previous 84-year mean long-term rates. Indeed, it demonstrates important efficacy in reducing lateral retreat, particularly during the ice-free period (summer–autumn), showcasing a 96% reduction in wave energy transmission under all hydrodynamic conditions, and a 66% reduction when fully submerged, suggesting a correlation between wave attenuation variations and the crest height and submergence of the breakwater.

Rates and patterns of upper marsh scarp retreat were correlated to incident wave energy. The acceleration in lateral retreat rates at Rivière-du-Loup salt marsh may be attributed to rapid and episodic processes occurring during the spring ice-melting season associated with the loosening of sediments, destabilization of the upper marsh and glacial detachment leading to the formation of cracks and rafts failure. In parallel, the continuous mechanical wave erosion, resulting in the undercutting of the base of the scarp and the

formation of wave gullies, associated with elevated wave power, more frequent storms, and increased water levels during the ice-free season.

From the shoreline protection perspective, it is desirable to build breakwater with enough height (to increase the time they are emergent) to reduce wave energy in proximity to the shore. Therefore, morphodynamic modelling is needed to address the effectiveness of the breakwater to promote vertical accretion of the marsh, especially in the face of sea level rise. Modelling can further aid in making design improvements to breakwater structures.

ACKNOWLEDGEMENTS

We thank the members of the Northern and Arctic Coastal Research Lab (LNAR) and the Laboratory of Dynamics and Integrated Coastal Zone Management (LDGIZC) for their valuable assistance during fieldwork. This work was financially supported by the Quebec Ministry of Transport (MTQ), Quebec Maritime Network (RQM) and Didier's NSERC Discovery grant.

CHAPITRE 3

CONCLUSION GÉNÉRALE

La variabilité observée dans les taux d'érosion côtiers de la région de Rivière-du-Loup illustre la complexité des forces physiques qui façonnent ces environnements sensibles. Sur une échelle de temps décennale, la corrélation entre l'augmentation des taux d'érosion et la hausse concomitante de l'énergie des vagues et de la fréquence des tempêtes, offre une perspective claire sur les forces motrices à long terme des changements côtiers. Ces résultats suggèrent que les conditions climatiques décennales, exacerbées par le changement climatique global, exercent une influence sur les écosystèmes côtiers dans des régions subarctiques.

L'analyse interannuelle révèle des fluctuations plus subtiles, avec une accélération des taux d'érosion après la construction d'une autoroute en 1973, soulignant le rôle des pressions anthropiques dans les changements côtiers. La mise en place ultérieure d'un brise-lames et de l'enrochement dans le secteur S3 a entraîné une décélération immédiate des taux d'érosion, démontrant l'efficacité des interventions humaines dans la modération des processus d'érosion. Ces observations soulignent l'importance de considérer les facteurs humains, en plus des forces naturelles, dans la gestion des zones côtières sensibles.

L'échelle mensuelle offre une granularité supplémentaire, révélant des variations saisonnières marquées dans les taux d'érosion. Le printemps se distingue par des taux de recul plus élevés, liés à des processus thermiques. La mise en place d'un brise-lames montre une efficacité variable selon la saison, soulignant la nécessité d'une approche différenciée pour atténuer les impacts saisonniers.

En analysant les facteurs spécifiques influençant les taux d'érosion, une corrélation significative entre l'énergie des vagues et les taux de recul à long terme est mise en évidence, suggérant que les vagues jouent un rôle prépondérant dans les dynamiques à long terme. Cependant, des nuances saisonnières indiquent que la corrélation avec l'énergie des vagues est plus prononcée pendant la période sans glace et le dégel printanier pendant la période de fonte de la glace, soulignant l'impact différencié des facteurs selon les saisons.

La végétation, en particulier *Spartina alterniflora*, se révèle être un acteur crucial dans la modulation des taux d'érosion. Les densités variables de *Spartina* le long des différents secteurs de la côte influent directement sur les taux de recul, soulignant l'importance de la végétation dans la protection côtière. Les résultats concordent avec des études antérieures sur l'effet protecteur des marais salés végétalisés, soulignant la nécessité de préserver ces écosystèmes pour atténuer les effets de l'érosion côtière.

La diversité des facteurs impliqués dans les changements côtiers soulève des questions quant à la généralisation des résultats. Les différences significatives entre les secteurs, les saisons et les échelles de temps soulignent l'importance de prendre en compte la variabilité locale et temporelle dans toute tentative de gestion côtière.

En termes d'applications pratiques, les résultats de cette étude soulignent la nécessité d'une approche intégrée pour la gestion côtière. Les interventions humaines, telles que la construction de brise-lames, peuvent avoir un impact significatif sur les taux d'érosion, mais leur efficacité varie selon les conditions locales et saisonnières. La préservation des écosystèmes côtiers, en particulier la végétation indigène, émerge comme une stratégie cruciale pour atténuer les effets de l'érosion.

Dans l'ensemble, cette étude fournit une base solide pour la compréhension des processus complexes de l'érosion côtière dans un contexte subarctique. Cependant, elle souligne également la nécessité de recherches plus approfondies, en particulier en ce qui concerne les interactions entre les différents facteurs et la modélisation prédictive pour anticiper les évolutions futures des zones côtières. La complexité des processus impliqués

appelle à une approche holistique pour guider les efforts de préservation et de gestion durable des écosystèmes côtiers face aux défis du changement climatique.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Adam, P. (1990). *Saltmarsh ecology*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 461p.
- Airoldi, L., Abbiati, M., Beck, M. W., Hawkins, S. J., Jonsson, P. R., Martin, D., Moschella, P. S., Sundelöf, A., Thompson, R. C., & Åberg, P. (2005). An ecological perspective on the deployment and design of low-crested and other hard coastal defence structures. *Coastal Engineering*, 52(10–11), 1073–1087. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2005.09.007>
- Allard, M., Fournier, R. A., Grenier, M., Lefebvre, J., & Giroux, J. F. (2012). Forty years of change in the bulrush marshes of the St. Lawrence Estuary and the impact of the Greater Snow Goose. *Wetlands*, 32(6), 1175–1188. <https://doi.org/10.1007/s13157-012-0347-z>
- Allen, J. R. L. (1989). Evolution of salt-marsh cliffs in muddy and sandy systems: A qualitative comparison of British West-Coast estuaries. *Earth Surface Processes and Landforms*, 14(1), 85–92. <https://doi.org/10.1002/esp.3290140108>
- Allen, J. R. L. (2000). Erratum to: "Morphodynamics of Holocene salt marshes: A review sketch from the Atlantic and Southern North sea coasts of Europe" [Quaternary Science Reviews 19, 1155-1231]. *Quaternary Science Reviews*, 19(17–18), 1839–1840. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00157-8](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00157-8)
- Allen, J. R. L., Haslett, S. K., & Rinkel, B. E. (2006). Holocene tidal palaeochannels, Severn Estuary Levels, UK: A search for granulometric and foraminiferal criteria. *Proceedings of the Geologists' Association*, 117(4), 329–344. [https://doi.org/10.1016/S0016-7878\(06\)80042-8](https://doi.org/10.1016/S0016-7878(06)80042-8)
- Almarshed, B., Figlus, J., Miller, J., & Verhagen, H. J. (2020). Innovative Coastal Risk Reduction through Hybrid Design: Combining Sand Cover and Structural Defenses. *Journal of Coastal Research*, 36(1), 174–188. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-18-00078.1>

- Anderson, M. E., & Smith, J. M. (2014). Wave attenuation by flexible, idealized salt marsh vegetation. *Coastal Engineering*, 83, 82–92. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2013.10.004>
- ARGUS. (1997). *Restoration du marais de Rivière-du-Loup et protection d'un tronçon de l'autoroute Jean-Lesage. Québec, 88 p.*
- Armstrong, W., Wright, E. J., Lythe, S., & Gaynard, T. J. (1985). Plant Zonation and the Effects of the Spring-Neap Tidal Cycle on Soil Aeration in a Humber Salt Marsh. *The Journal of Ecology*, 73(1), 323. <https://doi.org/10.2307/2259786>
- Augustin, L. N., Irish, J. L., & Lynett, P. (2009). Laboratory and numerical studies of wave damping by emergent and near-emergent wetland vegetation. *Coastal Engineering*, 56(3), 332–340. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2008.09.004>
- B. Amann, E. Chaumillon, S. Schmidt, L. Olivier, J. Jupin, M.C. Perello, J. P. W. (2023). *Multi-annual and multi-decadal evolution of sediment accretion in a saltmarsh of the French Atlantic coast: Implications for carbon sequestration, Estuarine, Coastal and Shelf Science. 293.*
- Baaij, B. M., Kooijman, J., Limpens, J., Marijnissen, R. J. C., & van Loon-Steensma, J. M. (2021). Monitoring Impact of Salt-Marsh Vegetation Characteristics on Sedimentation: an Outlook for Nature-Based Flood Protection. *Wetlands*, 41(6). <https://doi.org/10.1007/s13157-021-01467-w>
- Bandet, M., Caulet, C., Baudry, J., Didier, D., Dubuc, D., Marion, N., McKinnon, R., Paul-Hus, C., C., & J., Sévigny, C., Senneville, S., Dumont, D. et Bernatchez, P. (2020). *Programme de mesure et de modélisation de la morphodynamique de l'érosion et de la submersion côtière dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent (MoDESCo), Phase III : rapport final.*
- Baquerizo, A., & Losada, M. A. (1998). Sediment transport around a mound breakwater: The toe erosion problem. *Proceedings of the Coastal Engineering Conference*, 2,

1720–1729. <https://doi.org/10.1061/9780784404119.128>

- Bartholdy, J., Bartholdy, A. T., Kim, D., & Pedersen, J. B. T. (2014). On autochthonous organic production and its implication for the consolidation of temperate salt marshes. *Marine Geology*, *351*, 53–57. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.03.015>
- Bayliss-Smith, T. P., Healey, R., Lailey, R., Spencer, T., & Stoddart, D. R. (1979). Tidal flows in salt marsh creeks. *Estuarine and Coastal Marine Science*, *9*(3), 235–255. [https://doi.org/10.1016/0302-3524\(79\)90038-0](https://doi.org/10.1016/0302-3524(79)90038-0)
- Bandoni, M., Mel, R., Solari, L., Lanzoni, S., Francalanci, S., & Oumeraci, H. (2016a). Insights into lateral marsh retreat mechanism through localized field measurements, *Water Resour. Res.*, *52*, 1446–1464, doi:10.1002/2015WR017966. Received. *Water Resources Research RESEARCH*. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1969.tb04897.x>
- Bandoni, M., Mel, R., Solari, L., Lanzoni, S., Francalanci, S., & Oumeraci, H. (2016b). *Insights into lateral marsh retreat mechanism through localized field measurements*, *Water Resour. Res.*, *52*, 1446–1464, doi:10.1002/2015WR017966.
- Bernatchez, P., Sauvé, P., Arsenault, E., Friesinger, S., Blain, M. et Dugas, S. (2020). *Cartographie et analyse de l'artificialité du littoral de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent : Rapport intermédiaire #2*.
- Bernatchez, P., & Drezja, S. (2015). *Réseau de suivi de l'érosion côtière du Québec maritime - Guide pour les utilisateurs*. 52.
- Bernatchez, P., & Dubois, J. M. M. (2004). A review of coastal erosion dynamics on Laurentian maritime Quebec coasts. *Geographie Physique et Quaternaire*, *58*(1), 45–71. <https://doi.org/10.7202/013110ar>
- Bernatchez, P., & Quintin, C. (2016). Potentiel de migration des écosystèmes côtiers meubles québécois de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent dans le contexte de la hausse appréhendée du niveau de la mer. *Le Naturaliste Canadien*, *140*(2), 91–104.

<https://doi.org/10.7202/1036507ar>

- Betzold, C., & Mohamed, I. (2017). Seawalls as a response to coastal erosion and flooding: a case study from Grande Comore, Comoros (West Indian Ocean). *Regional Environmental Change*, 17(4), 1077–1087. <https://doi.org/10.1007/s10113-016-1044-x>
- Birben, A. R., Özölçer, I. H., Karasu, S., & Kömürcü, M. I. (2007). Investigation of the effects of offshore breakwater parameters on sediment accumulation. *Ocean Engineering*, 34(2), 284–302. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2005.12.006>
- Bismuth, E. (2014). *Interactions vagues-glace dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent. Mémoire. Rimouski, Québec, Université du Québec à Rimouski, Institut des sciences de la mer de Rimouski, 94 p.*
- Board. (2007). *Mitigating Shore Erosion Along Sheltered Coasts. Washington, DC: The National Academies Press. https://doi.org/10.17226/11764.*
- Bockelmann, A. C., Bakker, J. P., Neuhaus, R., & Lage, J. (2002). The relation between vegetation zonation, elevation and inundation frequency in a Wadden Sea salt marsh. *Aquatic Botany*, 73(3), 211–221. [https://doi.org/10.1016/S0304-3770\(02\)00022-0](https://doi.org/10.1016/S0304-3770(02)00022-0)
- Bonnier Roy, F. (2019). *L'influence des conditions météo-marines et des ouvrages de protection sur la morphosédimentologie des plages et de l'herbier à spartine alterniflore, Île aux Coudres (Québec, Canada). Mémoire. Rimouski, Université du Québec à Rimouski, Département de bio. 365.*
- Bouma, T. J., van Belzen, J., Balke, T., van Dalen, J., Klaassen, P., Hartog, A. M., Callaghan, D. P., Hu, Z., Stive, M. J. F., Temmerman, S., & Herman, P. M. J. (2016). Short-term mudflat dynamics drive long-term cyclic salt marsh dynamics. *Limnology and Oceanography*, 61(6), 2261–2275. <https://doi.org/10.1002/lno.10374>
- Bouma, T. J., van Duren, L. A., Temmerman, S., Claverie, T., Blanco-Garcia, A., Ysebaert, T., & Herman, P. M. J. (2007). Spatial flow and sedimentation patterns within patches

of epibenthic structures: Combining field, flume and modelling experiments. *Continental Shelf Research*, 27(8), 1020–1045. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2005.12.019>

Brochu, M. (1960). Dynamique et caractéristiques des glaces de dérive de l'estuaire et de la partie nord-est du golfe Saint-Laurent, hivers 1957-58. Étude géographique, no 24, Direction de la géographie, ministère des mines et des relevés techniques, Ottawa, 1960, 8 tableau. *Cahiers de Géographie Du Québec*, 4(8), 387. <https://doi.org/10.7202/020243ar>

Butzeck, C., Eschenbach, A., Gröngroft, A., Hansen, K., Nolte, S., & Jensen, K. (2015). Sediment Deposition and Accretion Rates in Tidal Marshes Are Highly Variable Along Estuarine Salinity and Flooding Gradients. *Estuaries and Coasts*, 38(2), 434–450. <https://doi.org/10.1007/s12237-014-9848-8>

Cáceres, I., Sánchez-Arcilla, A., Alsina, J. M., González-Marco, D., & Sierra, J. P. (2006). Coastal dynamics around a submerged barrier. *Coastal Dynamics 2005 - Proceedings of the Fifth Coastal Dynamics International Conference*, 40855(September). [https://doi.org/10.1061/40855\(214\)53](https://doi.org/10.1061/40855(214)53)

Cáceres, I., Sánchez-Arcilla, A., Zanuttigh, B., Lamberti, A., & Franco, L. (2005). Wave overtopping and induced currents at emergent low crested structures. *Coastal Engineering*, 52(10–11), 931–947. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2005.09.004>

Cadigan, J. A., Jafari, N., Wang, N., Chen, Q. J., Zhu, L., Harris, B. D., & Markowitz, C. E. (2022). *Near-Continuous Monitoring of a Coastal Salt Marsh Margin : Implications to Predicting Marsh Edge Erosion*. 2020.

Cahoon, D. R., & Reed, D. J. (1995). Relationships among marsh surface topography, hydroperiod, and soil accretion in a deteriorating Louisiana salt marsh. *Journal of Coastal Research*, 11(2), 357–369.

Cahoon, Donald R., Reed, D. J., & Day, J. W. (1995). Estimating shallow subsidence in

microtidal salt marshes of the southeastern United States: Kaye and Barghoorn revisited. *Marine Geology*, 128(1–2), 1–9. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00087-F](https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00087-F)

Callaghan, D. P., Bouma, T. J., Klaassen, P., van der Wal, D., Stive, M. J. F., & Herman, P. M. J. (2010). Hydrodynamic forcing on salt-marsh development: Distinguishing the relative importance of waves and tidal flows. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 89(1), 73–88. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2010.05.013>

Canadian Hydrographic Service. (2023). *Tides, currents and water levels*. Available online at <https://www.tides.gc.ca/en/stations/3130>, page visited on October 7, 2023.

Carniello, L., Defina, A., & D’Alpaos, L. (2009). Morphological evolution of the Venice lagoon: Evidence from the past and trend for the future. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 114(4). <https://doi.org/10.1029/2008JF001157>

Casamayor, M., Alonso, I., Valiente, N. G., & Sánchez-García, M. J. (2022). Seasonal response of a composite beach in relation to wave climate. *Geomorphology*, 408(July 2021). <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108245>

Castagno, K. A., Jiménez-Robles, A. M., Donnelly, J. P., Wiberg, P. L., Fenster, M. S., & Fagherazzi, S. (2018). Intense Storms Increase the Stability of Tidal Bays. *Geophysical Research Letters*, 45(11), 5491–5500. <https://doi.org/10.1029/2018GL078208>

Chen, L., Stone, M. C., Acharya, K., & Steinhaus, K. A. (2011). *Mechanical analysis for emergent vegetation in flowing fluids*. December 2014, 37–41. <https://doi.org/10.1080/00221686.2011.621359>

Chmura, G. L., Helmer, L. L., Beecher, C. B., & Sunderland, E. M. (2001). Historical rates of salt marsh accretion on the outer Bay of Fundy. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 38(7), 1081–1092. <https://doi.org/10.1139/cjes-38-7-1081>

- Christiansen, T., Wiberg, P. L., & Milligan, T. G. (2000). Flow and sediment transport on a tidal salt marsh surface. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 50(3), 315–331. <https://doi.org/10.1006/ecss.2000.0548>
- Coleman, J. M., Huh, O. K., & Braud, D. W. (2008). Wetland loss in world deltas. *Journal of Coastal Research*, 24(1 SUPPL. A), 1–14. <https://doi.org/10.2112/05-0607.1>
- Cooper, N. J. (2005). Wave dissipation across intertidal surfaces in the Wash tidal inlet, eastern England. *Journal of Coastal Research*, 21(1), 28–40. <https://doi.org/10.2112/01002.1>
- Corriveau, M., Fraser, C., Caron, T., Bernatchez, P., Buffin-Bélanger, T., & Van-Wiersts, S. (2016). Étude de la dynamique morphosédimentaire des côtes basses sablonneuses en bordure de la route 138 sur la Côte-Nord du Saint-Laurent en contexte de changements climatiques : Rapport final. *Projet X016.1. Laboratoire de Dynamique et de Gestion Intégrée Des Zones Côtières, Université Du Québec à Rimouski. Rapport Remis Au Ministère Des Transports Du Québec, Mars 2016, 421 p. + Annexes.*
- Coulombier, T. (2011). *Transport sédimentaire dans un marais littoral du Saint-Laurent : importance de la végétation et des vagues*. 95. <http://semaphore.uqar.ca/662/>
- Coulombier, T., Neumeier, U., & Bernatchez, P. (2012). Sediment transport in a cold climate salt marsh (St. Lawrence Estuary, Canada), the importance of vegetation and waves. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 101, 64–75. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2012.02.014>
- Craft, C., Clough, J., Ehman, J., Jove, S., Park, R., Pennings, S., Guo, H., & Machmuller, M. (2009). Forecasting the effects of accelerated sea-level rise on tidal marsh ecosystem services. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 7(2), 73–78. <https://doi.org/10.1890/070219>
- Crosby, S. C., Sax, D. F., Palmer, M. E., Booth, H. S., Deegan, L. A., Bertness, M. D., & Leslie, H. M. (2016). Salt marsh persistence is threatened by predicted sea-level rise.

Estuarine, Coastal and Shelf Science, 181, 93–99.
<https://doi.org/10.1016/j.ecss.2016.08.018>

D'Alpaos, A., Lanzoni, S., Marani, M., Fagherazzi, S., & Rinaldo, A. (2005). Tidal network ontogeny: Channel initiation and early development. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 110(2), 1–14. <https://doi.org/10.1029/2004JF000182>

D'Alpaos, A., Lanzoni, S., Marani, M., & Rinaldo, A. (2007). Landscape evolution in tidal embayments: Modeling the interplay of erosion, sedimentation, and vegetation dynamics. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(1). <https://doi.org/10.1029/2006JF000537>

Dai, J., Wang, C. M., Utsunomiya, T., & Duan, W. (2018). Review of recent research and developments on floating breakwaters. *Ocean Engineering*, 158(February), 132–151. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2018.03.083>

Dally, W., & R. Pope, J. (1986). *Detached Breakwaters for Shore Protection. Technical Report, CERC 86-1, CERC.*

Davies, J. L. (1964). *A morphogenic approach to world shorelines.* *Z. Geomorph.*, 8, 27 – 42.

DEAN, R. (1977). *Equilibrium beach profiles: US Atlantic and Gulf coasts. Department of Civil Engineering and College of Marine Studies., University of Delaware. Deltares Delft Hydraulics, 1997. Two-dimensional and one-dimensional model simulations for the effect of a sin.*

Dean, R. G., Chen, R., & Browder, A. E. (1997). Full scale monitoring study of a submerged breakwater, Palm Beach, Florida, USA. *Coastal Engineering*, 29(3–4), 291–315. [https://doi.org/10.1016/S0378-3839\(96\)00028-2](https://doi.org/10.1016/S0378-3839(96)00028-2)

Deegan, L. A., Johnson, D. S., Warren, R. S., Peterson, B. J., Fleeger, J. W., Fagherazzi, S., & Wollheim, W. M. (2012). Coastal eutrophication as a driver of salt marsh loss.

Nature, 490(7420), 388–392. <https://doi.org/10.1038/nature11533>

- Dessau. (2013). *Suivi des travaux d'enrochement et de restauration du marais de Rivière-du-Loup – 2013. Rapport présenté au ministère des Transports du Québec.*
- Didier, D., Bandet, M., Bernatchez, P., & Dumont, D. (2019). Modelling coastal flood propagation under sea level rise: A case study in Maria, eastern Canada. *Geosciences (Switzerland)*, 9(2), 1–25. <https://doi.org/10.3390/geosciences9020076>
- Didier, D., Baudry, J., Bernatchez, P., Dumont, D., Sadegh, M., Bismuth, E., Bandet, M., Dugas, S., & Sévigny, C. (2019). Multihazard simulation for coastal flood mapping: Bathhtub versus numerical modelling in an open estuary, Eastern Canada. *Journal of Flood Risk Management*, 12(S1). <https://doi.org/10.1111/jfr3.12505>
- 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. <https://doi.org/10.7202/004787ar>.
- Dionne, J. (1985). *Tidal Marsh Erosion by Geese, St. Lawrence Estuary, Québec / Érosion du schorre par les oies, estuaire du Saint-Laurent, Québec. Géographie physique et Quaternaire*, 39(1), 99–105. <https://doi.org/10.7202/032589ar>.
- Dionne, J. C. (1972). *Caractéristiques des schorres des régions froides, en particulier de l'estuaire du Saint-Laurent. Zeitschrift fur Geomorphologie, Suppl. Bd. 13*, 131-162.
- Dionne, J. C. (1986). Recent erosion of tidal marshes along the St. Lawrence estuary, Quebec. *Geographie Physique et Quaternaire*, 40(3), 307–323. <https://doi.org/10.7202/032651ar>
- Dionne, J. C. (1999). *L'érosion des rives du Saint-Laurent : vue d'ensemble et état de la question, p. 2-19. In Actes : Colloque régional sur l'érosion des berges : vers une gestion intégrée des interventions en milieu marin (Baie-Comeau, 19 au 21 février 1999).*

- Dionne, J. C. (2000). Recent erosion of the high marsh at Saint Anne de Beaupre, Quebec. *Geographie Physique et Quaternaire*, 54(1), 69–89. <https://doi.org/10.7202/004792ar>
- Dionne, Jean-Claude. (1970). *Aspects morpho-sédimentologiques du glacié, en particulier des côtes du Saint-Laurent [Morpho-sedimentological aspects of ice, with particular reference to Saint-Lawrence coastlines]. Doctoral thesis, Université de Paris-Sorbonne, Paris.*
- Dionne, Jean-Claude. (1973). La notion de pied de glace (Icefoot), en particulier dans l'estuaire du Saint-Laurent. *Cahiers de Géographie Du Québec*, 17(41), 221–250. <https://doi.org/10.7202/021116ar>
- Dionne, Jean-Claude. (1985). «L'érosion anthropique des marais intertidaux du Saint-Laurent», *Comptes rendus, Conférence canadienne du littoral-1985, St-John's, Terre-Neuve*, 547-568.
- Dionne, Jean Claude. (1985). Formes, figures et faciès sédimentaires glaciels des estrans vaseux des régions froides. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 51(1–4), 415–451. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(85\)90097-5](https://doi.org/10.1016/0031-0182(85)90097-5)
- Dionne, Jean Claude. (2004). Age and mean rate of vertical accretion of intertidal marshes of the St. Lawrence estuary, particularly those at Montmagny and Sainte-Anne-de-Beaupré. *Geographie Physique et Quaternaire*, 58(1), 73–108. <https://doi.org/10.7202/013111ar>
- Dolan, R., Lins, H., & Hayden, B. (2011). Les marais intertidaux du Saint-Laurent. *Atlantic*, 4(3), 417–433.
- Dolphin, T. J., Vincent, C. E., Bacon, J. C., Dumont, E., & Terentjeva, A. (2012). Decadal-scale impacts of a segmented, shore-parallel breakwater system. *Coastal Engineering*, 66, 24–34. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2012.03.004>
- Donatelli, C., Ganju, N. K., Zhang, X., Fagherazzi, S., & Leonardi, N. (2018). Salt Marsh

- Loss Affects Tides and the Sediment Budget in Shallow Bays. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 123(10), 2647–2662. <https://doi.org/10.1029/2018JF004617>
- Doody, J. P. (2004). ‘Coastal squeeze’— an historical perspective. *Journal of Coastal Conservation*, 10(1), 129–138. <https://doi.org/10.1007/bf02818949>
- Doody, P., Ferreira, M., Lombardo, S., Lucius, I., Misdorp, R., Niesing, H., Salman, A., & Smallegange, M. (2004). Living with Coastal Erosion in Europe: Sediment and Space for Sustainability: Results from the EUROSION Study. *European Commission, Luxembourg*, 1–40.
- Drapeau, G. (1992). *Géographie physique et quaternaire sediment dynamics in the St . Lawrence Estuary. Dynamique sédimentaire des littoraux de l’estuaire du Saint-Laurent*. 46(2), 233–242. <https://doi.org/10.7202/032907ard>. 46(2), 233–242. <https://doi.org/10.7202/032907ar>
- Duvall, M. S., Wiberg, P. L., & Kirwan, M. L. (2019). Controls on Sediment Suspension, Flux, and Marsh Deposition near a Bay-Marsh Boundary. *Estuaries and Coasts*, 42(2), 403–424. <https://doi.org/10.1007/s12237-018-0478-4>
- Edwards, T. L., Nowicki, S., Marzeion, B., Hock, R., Goelzer, H., Seroussi, H., Jourdain, N. C., Slater, D. A., Turner, F. E., Smith, C. J., McKenna, C. M., Simon, E., Abe-Ouchi, A., Gregory, J. M., Larour, E., Lipscomb, W. H., Payne, A. J., Shepherd, A., Agosta, C., ... Zwinger, T. (2021). Projected land ice contributions to twenty-first-century sea level rise. *Nature*, 593(7857), 74–82. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03302-y>
- Ellen Z., Harrison, Arthur L., B. (1977). Sedimentation Rates on Tidal Salt Marshes in Connecticut. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, Vol. 47(4), 1484–1490. <https://doi.org/10.1306/212f739c-2b24-11d7-8648000102c1865d>
- Englobe. (2017). *Suivi des travaux d’enrochement et de restauration du marais de Rivière-du-Loup – 2016. Rapport présenté au ministère des Transports du Québec*. 1–104.

- Everett, T., Chen, Q., Karimpour, A., & Twilley, R. (2019). Quantification of Swell Energy and Its Impact on Wetlands in a Deltaic Estuary. *Estuaries and Coasts*, 42(1), 68–84. <https://doi.org/10.1007/s12237-018-0454-z>
- Fagherazzi, S. (2014). *Storm-proofing with marshes*. *Nature Geosci* 7, 701–702 (2014). <https://doi.org/10.1038/ngeo2262>.
- Fagherazzi, S., & Priestas, A. M. (2010). Sediments and water fluxes in a muddy coastline: Interplay between waves and tidal channel hydrodynamics. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(3), 284–293. <https://doi.org/10.1002/esp.1909>
- Fagherazzi, Sergio, Carniello, L., D’Alpaos, L., & Defina, A. (2006). Critical bifurcation of shallow microtidal landforms in tidal flats and salt marshes. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 103(22), 8337–8341. <https://doi.org/10.1073/pnas.0508379103>
- Fagherazzi, Sergio, Kirwan, M. L., Mudd, S. M., Guntenspergen, G. R., Temmerman, S., D’Alpaos, A., Van De Koppel, J., Rybczyk, J. M., Reyes, E., Craft, C., & Clough, J. (2012). Numerical models of salt marsh evolution: Ecological, geomorphic, and climatic factors. *Reviews of Geophysics*, 50(1), 1–28. <https://doi.org/10.1029/2011RG000359>
- Fagherazzi, Sergio, Mariotti, G., Leonardi, N., Canestrelli, A., Nardin, W., & Kearney, W. S. (2020). Salt Marsh Dynamics in a Period of Accelerated Sea Level Rise. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 125(8), 1–31. <https://doi.org/10.1029/2019JF005200>
- Fagherazzi, Sergio, & Sun, T. (2004). A stochastic model for the formation of channel networks in tidal marshes. *Geophysical Research Letters*, 31(21), 1–4. <https://doi.org/10.1029/2004GL020965>
- Finotello, A., Marani, M., Carniello, L., Pivato, M., Roner, M., Tommasini, L., & D’alpaos, A. (2020). Control of wind-wave power on morphological shape of salt marsh

margins. *Water Science and Engineering*, 13(1), 45–56.
<https://doi.org/10.1016/j.wse.2020.03.006>

Fitri, A., & Yao, L. (2019). The impact of parameter changes of a detached breakwater on coastal morphodynamic at cohesive shore: A simulation. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 365(1). <https://doi.org/10.1088/1755-1315/365/1/012054>

Fitri, Arniza, Hashim, R., Abolfathi, S., & Maulud, K. N. A. (2019). Dynamics of sediment transport and erosion-deposition patterns in the locality of a detached low-crested breakwater on a cohesive coast. *Water (Switzerland)*, 11(8). <https://doi.org/10.3390/w11081721>

Fleri, J. R., Lera, S., Gerevini, A., Staver, L., & Nardin, W. (2019). Empirical observations and numerical modelling of tides, channel morphology, and vegetative effects on accretion in a restored tidal marsh. *Earth Surface Processes and Landforms*, 44(11), 2223–2235. <https://doi.org/10.1002/esp.4646>

Forbes, D. ., & Manson, G. . (2002). *Coastal geology and shorezone processes. In Coastal impacts of climate change and sea-level rise on Prince Edward Island. Geological Survey of Canada Open File 4261. Edited by D.L. Forbes and R.W. Shaw. Geological Survey of Canada, Ottawa, Ont. [85pp. on .*

Francalanci, S., Bondoni, M., Rinaldi, M., & Solari, L. (2013). Ecomorphodynamic evolution of salt marshes: Experimental observations of bank retreat processes. *Geomorphology*, 195, 53–65. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.04.026>

French, J. (2019). Tidal salt marshes: Sedimentology and geomorphology. In *Coastal Wetlands: An Integrated Ecosystem Approach*. Elsevier B.V. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-63893-9.00014-9>

French, J. R., Burningham, H., & Benson, T. (2008). Tidal and meteorological forcing of suspended sediment flux in a muddy mesotidal estuary. *Estuaries and Coasts*, 31(5),

843–859. <https://doi.org/10.1007/s12237-008-9072-5>

- French, J R. (2006). *Tidal marsh sediment trapping efficiency and resilience to environmental change: exploratory modelling of tidal, sea-level and sediment supply forcing in predominantly allochthonous systems. Marine Geology 235, 119-136.*
- French, J R., & Spencer, T. (1993). *High frequency flow and suspended sediment measurements in a tidal wetland channel. In: Clifford, N.J., French, J.R., Hardisty, J. (Eds.), Turbulence: Perspectives on Flow and Sediment Transport. John Wiley, Chichester, pp. 93-120.*
- French, Jonathan R. (1993). Numerical simulation of vertical marsh growth and adjustment to accelerated sea-level rise, North Norfolk, U.K. *Earth Surface Processes and Landforms, 18*(1), 63–81. <https://doi.org/10.1002/esp.3290180105>
- French, Jonathan R, & Burningham, H. (2003). Tidal marsh sedimentation versus sea-level rise: a southeast England estuarine perspective. *Proceedings Coastal Sediments, 3*(1992), 14. <http://www2.geog.ucl.ac.uk/ceru/download/papers/French-BurninghamCS03.pdf>
<http://www.leo.ucl.ac.uk/ceru/download/papers/French-BurninghamCS03.pdf>
- Garbutt, A., de Groot, A., Smit, C., & Pétilion, J. (2017). European salt marshes: ecology and conservation in a changing world. *Journal of Coastal Conservation, 21*(3), 405–408. <https://doi.org/10.1007/s11852-017-0524-6>
- Gauthier, B. (1982). *L'étagement des plantes vasculaires en milieu Saumâtre, Estuaire du Saint-Laurent. Le Naturaliste Canadien 109, 189-203.*
- Gedan, K. B., Kirwan, M. L., Wolanski, E., Barbier, E. B., & Silliman, B. R. (2011). The present and future role of coastal wetland vegetation in protecting shorelines: Answering recent challenges to the paradigm. *Climatic Change, 106*(1), 7–29. <https://doi.org/10.1007/s10584-010-0003-7>

- Ghiasian, M., Carrick, J., Rhode-Barbarigos, L., Haus, B., Baker, A. C., & Lirman, D. (2021). Dissipation of wave energy by a hybrid artificial reef in a wave simulator: implications for coastal resilience and shoreline protection. *Limnology and Oceanography: Methods*, *19*(1), 1–7. <https://doi.org/10.1002/lom3.10400>
- Gibbs, A. E., Erikson, L. H., Jones, B. M., Richmond, B. M., & Engelstad, A. C. (2021). Seven decades of coastal change at barter island, alaska: Exploring the importance of waves and temperature on erosion of coastal permafrost bluffs. *Remote Sensing*, *13*(21). <https://doi.org/10.3390/rs13214420>
- Granse, D., Suchrow, S., & Jensen, K. (2021). Long-term invasion dynamics of *Spartina* increase vegetation diversity and geomorphological resistance of salt marshes against sea level rise. *Biological Invasions*, *23*(3), 871–883. <https://doi.org/10.1007/s10530-020-02408-0>
- Guerquin, F. (2019). *Élaboration d'une liste de sites français potentiellement candidats a la désignation comme zone humide d'importance internationale au titré de la convention de RAMSAR.*
- Hanson, A. . (2006). *Ecosystem impacts of sea-level rise and climate change on the coastal zone of south-eastern New Brunswick. Rapport technique 463. Service canadien de la faune, Région de l'Atlantique, Sackville, NouveauBrunswick, Canada. 233p.*
- Héquette, A. (2001). *Courants et transpor ts sédimentaires dansla zone littorale : le rôle des courants orbitaux et de do wn-welling.* *Géomorphologie*, *7* (1), 5-16.
- Himmelstoss, E. A., Henderson, R. E., Kratzmann, M. G., & Farris, A. S. (2021). Digital Shoreline Analysis System (DSAS) Version 5.1 User Guide: U.S. Geological Survey Open-File Report 2021–1091. *U.S. Geological Survey*, 104. <https://doi.org/10.3133/ofr20211091>
- Houttuijn Bloemendaal, L. J., FitzGerald, D. M., Hughes, Z. J., Novak, A. B., & Georgiou, I. Y. (2023). Reevaluating the wave power-salt marsh retreat relationship. *Scientific*

Reports, 13(1), 1–12. <https://doi.org/10.1038/s41598-023-30042-y>

Huang, Y., Sun, W., Zhang, W., Yu, Y., Su, Y., & Songw, C. (2010). Marshland conversion to cropland in northeast China from 1950 to 2000 reduced the greenhouse effect. *Global Change Biology*, 16(2), 680–695. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2009.01976.x>

Hur, D. S., Lee, W. D., & Cho, W. C. (2012). Three-dimensional flow characteristics around permeable submerged breakwaters with open inlet. *Ocean Engineering*, 44, 100–116. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2012.01.029>

J. Sujivakand, R.S.M. Samarasekara, H.P.A.M. Siriwardana, D.R. Anthony, H. S. (2024). Unmanned aerial vehicles (UAVs) for coastal protection assessment: A study of detached breakwater and groins at Marawila Beach, Sri Lanka. *Regional Studies in Marine Science*, 69.

Jin, D., Hoagland, P., Au, D. K., & Qiu, J. (2015). Shoreline change, seawalls, and coastal property values. *Ocean and Coastal Management*, 114, 185–193. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2015.06.025>

Kakeh, N., Coco, G., & Marani, M. (2016). On the morphodynamic stability of intertidal environments and the role of vegetation. *Advances in Water Resources*, 93, 303–314. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2015.11.003>

Kastler, J. A., & Wiberg, P. L. (1996). Sedimentation and boundary changes of Virginia salt marshes. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 42(6), 683–700. <https://doi.org/10.1006/ecss.1996.0044>

Kearney, M. S., Rogers, A. S., Townshend, J. R. G., Rizzo, E., Stutzer, D., Stevenson, J. C., & Sundborg, K. (2002). Landsat imagery shows decline of coastal marshes in chesapeake and delaware bays. *Eos*, 83(16). <https://doi.org/10.1029/2002EO000112>

Kirby, R. (2000). Practical implications of tidal flat shape. *Continental Shelf Research*,

20(10–11), 1061–1077. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(00\)00012-1](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(00)00012-1)

- Kirwan, M. L., Guntenspergen, G. R., & Morris, J. T. (2009). Latitudinal trends in *Spartina alterniflora* productivity and the response of coastal marshes to global change. *Global Change Biology*, *15*(8), 1982–1989. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2008.01834.x>
- Kirwan, M. L., & Megonigal, J. P. (2013). Tidal wetland stability in the face of human impacts and sea-level rise. *Nature*, *504*(7478), 53–60. <https://doi.org/10.1038/nature12856>
- Kirwan, M. L., Temmerman, S., Skeeahan, E. E., Guntenspergen, G. R., & Fagherazzi, S. (2016). Overestimation of marsh vulnerability to sea level rise. *Nature Climate Change*, *6*(3), 253–260. <https://doi.org/10.1038/nclimate2909>
- Klonaris, G. T., Metallinos, A. S., Memos, C. D., & Galani, K. A. (2020). Experimental and numerical investigation of bed morphology in the lee of porous submerged breakwaters. *Coastal Engineering*, *155*(October 2019), 103591. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2019.103591>
- Koftis, T., Prinos, P., & Stratigaki, V. (2013). Wave damping over artificial *Posidonia oceanica* meadow: A large-scale experimental study. *Coastal Engineering*, *73*, 71–83. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2012.10.007>
- Ladd, C. J. T., Duggan-Edwards, M. F., Bouma, T. J., Pagès, J. F., & Skov, M. W. (2019). Sediment Supply Explains Long-Term and Large-Scale Patterns in Salt Marsh Lateral Expansion and Erosion. *Geophysical Research Letters*, *46*(20), 11178–11187. <https://doi.org/10.1029/2019GL083315>
- Lagomasino, D., Corbett, D. R., & Walsh, J. P. (2013). Influence of Wind-Driven Inundation and Coastal Geomorphology on Sedimentation in Two Microtidal Marshes, Pamlico River Estuary, NC. *Estuaries and Coasts*, *36*(6), 1165–1180. <https://doi.org/10.1007/s12237-013-9625-0>

- Lambert, N. (2009). *Modélisation de la dissipation de l'énergie des vagues par la végétation de marais littoral. Mémoire. Rimouski, Québec, Université du Québec à Rimouski, Institut des sciences de la mer de Rimouski, 97 p.*
- Latif, M., & Yong, G. . (2021). *Coastal Erosion in The Unprotected and Protected Sections At Berakas A comparative study in Brunei Darussalam. 21(1), 45–62.*
- Le groupe Phragmites. (2012). *Le roseau envahisseur : la dynamique, l'impact et le contrôle d'une invasion d'envergure. Le Naturaliste canadien, 136(3), 33–39. <https://doi.org/10.7202/1009238ar>.*
- Le Xuan, T., Nguyen Cong, P., Vo Quoc, T., Tran, Q. Q., Wright, D. P., & Tran Anh, D. (2022). Multi-scale modelling for hydrodynamic and morphological changes of breakwater in coastal Mekong Delta in Vietnam. *Journal of Coastal Conservation, 26(3), 1–18. <https://doi.org/10.1007/s11852-022-00866-3>*
- Leonard, L. A., Hine, A. C., & Luther, M. E. (1995). Surficial sediment transport and deposition processes in a *Juncus roemerianus* Marsh, west-central Florida. *Journal of Coastal Research, 11(2), 322–336.*
- Leonard, Lynn A. (1997). Controls of sediment transport and deposition in an incised mainland marsh basin, southeastern North Carolina. *Wetlands, 17(2), 263–274. <https://doi.org/10.1007/BF03161414>*
- Leonard, Lynn A., & Reed, D. J. (2002). Hydrodynamics and Sediment Transport Through Tidal Marsh Canopies. *Journal of Coastal Research, 36, 459–469. <https://doi.org/10.2112/1551-5036-36.sp1.459>*
- Leonardi, N., Carnacina, I., Donatelli, C., Ganju, N. K., Plater, A. J., Schuerch, M., & Temmerman, S. (2018). Dynamic interactions between coastal storms and salt marshes: A review. *Geomorphology, 301, 92–107. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.11.001>*

- Leonardi, N., Ganju, N. K., & Fagherazzi, S. (2016). A linear relationship between wave power and erosion determines salt-marsh resilience to violent storms and hurricanes. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, *113*(1), 64–68. <https://doi.org/10.1073/pnas.1510095112>
- Li, H., & Yang, S. L. (2009). Trapping effect of tidal marsh vegetation on suspended sediment, Yangtze Delta. *Journal of Coastal Research*, *25*(4), 915–936. <https://doi.org/10.2112/08-1010.1>
- Li, X. yan, Wang, Q., You, Z. jin, Guo, W. jun, Zhang, J. bin, Zhan, C., Zhang, Z. chen, Wang, L. xue, & Li, Q. (2020). Wave Attenuation Performance and the Influencing Factors of A Lower Arc-Plate Breakwater. *China Ocean Engineering*, *34*(1), 89–98. <https://doi.org/10.1007/s13344-020-0009-5>
- Lin, Y., Hu, H. W., Yang, P., & Ye, G. (2022). *Spartina alterniflora* invasion has a greater impact than non-native species, *Phragmites australis* and *Kandelia obovata*, on the bacterial community assemblages in an estuarine wetland. *Science of the Total Environment*, *822*, 153517. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.153517>
- Lodder, Q. J., Wang, Z. B., Elias, E. P. L., van der Spek, A. J. F., de Looff, H., & Townend, I. H. (2019). Future response of the wadden sea tidal basins to relative sea-level rise—an aggregated modelling approach. *Water (Switzerland)*, *11*(10). <https://doi.org/10.3390/w11102198>
- Loon-steensma, J. M. Van, & Slim, P. A. (2013). *The Impact of Erosion Protection by Stone Dams on Salt- Marsh Vegetation on Two Wadden Sea Barrier Islands*. 783–796. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-12-00123.1>
- López-Ramade, E., Mulligan, R. P., Medellín, G., & Torres-Freyermuth, A. (2023). Modelling beach morphological responses near coastal structures under oblique waves driven by sea-breezes. *Coastal Engineering*, *182*(February). <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2023.104290>

- Loveless, J. ., Debski, D., & MacLeod, A. B. (1998). *Sea level set-up behind detached breakwaters. Proceedings of the International Conference on Coastal Engineering, ASCE.*
- Lucotte, M., & d'Anglejan, B. (1986). Seasonal control of the Saint-Lawrence maximum turbidity zone by tidal-flat sedimentation. *Estuaries*, 9(2), 84–94. <https://doi.org/10.2307/1351940>
- Marani, M., Da Lio, C., & D'Alpaos, A. (2013). Vegetation engineers marsh morphology through multiple competing stable states. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 110(9), 3259–3263. <https://doi.org/10.1073/pnas.1218327110>
- Mariotti, G., & Fagherazzi, S. (2010). Asymmetric fluxes of water and sediments in a mesotidal mudflat channel. *Continental Shelf Research*, 31(1), 23–36. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.10.014>
- Mariotti, Giulio, & Fagherazzi, S. (2010). A numerical model for the coupled long-term evolution of salt marshes and tidal flats. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 115(1). <https://doi.org/10.1029/2009JF001326>
- Mariotti, Giulio, & Fagherazzi, S. (2013). Critical width of tidal flats triggers marsh collapse in the absence of sea-level rise. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 110(14), 5353–5356. <https://doi.org/10.1073/pnas.1219600110>
- Martin, S., Temple, N., Palino, G., Cebrian, J., & Sparks, E. (2021). The effects of large-scale breakwaters on shoreline vegetation. *Ecological Engineering*, 169(June), 106319. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2021.106319>
- Masselink, G., Scott, T., Poate, T., Russell, P., Davidson, M., & Conley, D. (2015). The extreme 2013/2014 winter storms: Hydrodynamic forcing and coastal response along the southwest coast of England. *Earth Surface Processes and Landforms*, 41(3), 378–

391. <https://doi.org/10.1002/esp.3836>

McKee, K., & Patrick, W. . (1988). *The relationship of Smooth Cordgrass (Spartina alterniflora) to tidal datums: a review. Estuaries 11, 143e151.*

McLeod, E., Chmura, G. L., Bouillon, S., Salm, R., Björk, M., Duarte, C. M., Lovelock, C. E., Schlesinger, W. H., & Silliman, B. R. (2011). A blueprint for blue carbon: Toward an improved understanding of the role of vegetated coastal habitats in sequestering CO₂. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 9(10), 552–560. <https://doi.org/10.1890/110004>

Mcowen, C. J., Weatherdon, L. V., Van Bochove, J. W., Sullivan, E., Blyth, S., Zockler, C., Stanwell-Smith, D., Kingston, N., Martin, C. S., Spalding, M., & Fletcher, S. (2017). A global map of saltmarshes. *Biodiversity Data Journal*, 5(1). <https://doi.org/10.3897/BDJ.5.e11764>

Mel, R. A., Bondoni, M., & Steffinlongo, D. (2022). Salt-marsh retreat on different time scales: Issues and prospects from a 5-year monitoring campaign in the Venice Lagoon. *Earth Surface Processes and Landforms*, 47(8), 1989–2005. <https://doi.org/10.1002/esp.5359>

Mendelssohn, I. A., Seneca, E. D., & Carolina, N. (1980). *The influence of soil drainage on the growth of salt marsh cordgrass Spartina alterniflora in North Carolina. Estuarine and Coastal Marine Science*, 11, 27-40. 27–40. [https://doi.org/10.1016/S0302-3524\(80\)80027-2](https://doi.org/10.1016/S0302-3524(80)80027-2)

Meunier, C., Gosselon, C., & Hemelin, R. (2009). *Réalisation d'un projet pilote de restauration du marais de Rivière-du-Loup. Étude de faisabilité. CIMA+, rapport final produit pour le compte du Ministère des Transports du Québec.* 1–155.

Michel, B., & Bérenger, D. (1972). *L'hiver glaciologique le long du fleuve SaintLaurent, p. 1251-1282. In Le rôle de la neige et de la glace en hydrologie, Actes des colloques de Banff-1972. Association internationale d'Hydrologie scientifique, vol. 2.*

- Ministère du Développement durable, E. et P. (2009). *Rapport d'analyse environnementale pour le projet de protection en urgence de l'autoroute 20 sur le territoire de la ville de Rivière-du-Loup par le ministère des Transports*. 1–17.
- Mitchell, M., Herman, J., Bilkovic, D. M., & Hershner, C. (2017). Marsh persistence under sea-level rise is controlled by multiple, geologically variable stressors. *Ecosystem Health and Sustainability*, 3(10). <https://doi.org/10.1080/20964129.2017.1396009>
- Moffett, K. B., Gorelick, S. M., McLaren, R. G., & Sudicky, E. A. (2012). Salt marsh ecohydrological zonation due to heterogeneous vegetation-groundwater-surface water interactions. *Water Resources Research*, 48(2). <https://doi.org/10.1029/2011WR010874>
- Moon, T., Ahlstrøm, A., Goelzer, H., Lipscomb, W., & Nowicki, S. (2018). Rising Oceans Guaranteed: Arctic Land Ice Loss and Sea Level Rise. *Current Climate Change Reports*, 4(3), 211–222. <https://doi.org/10.1007/s40641-018-0107-0>
- Morissette, A. (2007). *Évolution côtière haute résolution de la région de Longue-Rive-Forestville, Côte Nord de l'estuaire maritime du Saint-Laurent, Québec. Mémoire. Rimouski, Québec, Université du Québec à Rimouski, Institut des sciences de la mer de Rimouski, 303 p.*
- Morris, J. T., Sundareshwar, P. V., Nietch, C. T., Kjerfve, B., & Cahoon, D. R. (2002). Responses of Coastal Wetlands to Rising Sea Level. *Ecology*, 83(10), 2869. <https://doi.org/10.2307/3072022>
- Morris, R. L., Boxshall, A., & Swearer, S. E. (2020). Climate-resilient coasts require diverse defence solutions. *Nature Climate Change*, 10(6), 485–487. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0798-9>
- Moskalski, S. M., & Sommerfield, C. K. (2012). Suspended sediment deposition and trapping efficiency in a Delaware salt marsh. *Geomorphology*, 139–140, 195–204. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.10.018>

- Mudd, S. M., D'Alpaos, A., & Morris, J. T. (2010). How does vegetation affect sedimentation on tidal marshes? Investigating particle capture and hydrodynamic controls on biologically mediated sedimentation. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, *115*(3), 1–14. <https://doi.org/10.1029/2009JF001566>
- Nelson, J. L., & Zavaleta, E. S. (2012). Salt marsh as a coastal filter for the oceans: Changes in function with experimental increases in Nitrogen loading and sea-level rise. *PLoS ONE*, *7*(8). <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0038558>
- Paskoff, R. (2010). *Les littoraux: Impacts des aménagements sur leur évolution*. Paris, France, Armand Colin, pp. 15-40.
- Paul, M., Rupprecht, F., Möller, I., Bouma, T. J., Spencer, T., Kudella, M., Wolters, G., van Wesenbeeck, B. K., Jensen, K., Miranda-Lange, M., & Schimmels, S. (2016). Plant stiffness and biomass as drivers for drag forces under extreme wave loading: A flume study on mimics. *Coastal Engineering*, *117*, 70–78. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2016.07.004>
- Pennings, S. C., Grant, M. B., & Bertness, M. D. (2005). Plant zonation in low-latitude salt marshes: Disentangling the roles of flooding, salinity and competition. *Journal of Ecology*, *93*(1), 159–167. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2745.2004.00959.x>
- Peralta, G., Van Duren, L. A., Morris, E. P., & Bouma, T. J. (2008). Consequences of shoot density and stiffness for ecosystem engineering by benthic macrophytes in flow dominated areas: A hydrodynamic flume study. *Marine Ecology Progress Series*, *368*, 103–115. <https://doi.org/10.3354/meps07574>
- Pilkey, O. H., & Wright Iii, H. L. (1988). Seawalls Versus Beaches. *Source: Journal of Coastal Research Journal of Coastal Research SI*, *3*(4), 41–64. <http://www.jstor.org/stable/25735351> <http://www.jstor.org/page/info/about/policies/terms.jsp> <http://www.jstor.org>
- Pinay, G., Gasuel, C., Ménéseguen, A., Souchon, U., Le Moal, M., Levain, A., Etrillard, C.,

- Moatar, F., & Pannard, Alexandrine, Souchu, P. (2017). *L'eutrophisation : manifestations, causes, conséquences et prédictibilité. Synthèse de l'Expertise scientifique collective CNRS - Ifremer - INRA - Irstea (France), 144 pages.*
- Pontee, N. (2013a). Defining coastal squeeze: A discussion. *Ocean and Coastal Management*, 84, 204–207. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2013.07.010>
- Pontee, N. (2013b). Defining coastal squeeze: A discussion. *Ocean and Coastal Management*, 84(November), 204–207. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2013.07.010>
- Pope, J., & L. Dean, J. (1987). *Development of design criteria for segmented breakwaters. In: Proceedings of 20th International Conference on Coastal Engineering, Taipei, pp. 2149–2158.*
- Priestas, A. M., & Fagherazzi, S. (2011). Morphology and hydrodynamics of wave-cut gullies. *Geomorphology*, 131(1–2), 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.04.004>
- Priestas, Anthony M., Mariotti, G., Leonardi, N., & Fagherazzi, S. (2015). Coupled wave energy and erosion dynamics along a salt marsh boundary, hog island bay, Virginia, USA. *Journal of Marine Science and Engineering*, 3(3), 1041–1065. <https://doi.org/10.3390/jmse3031041>
- Querné, J. (2011). *Invasion de Spartina alterniflora en rade de Brest : comportement invasif et impact sur le cycle biogéochimique du silicium.*
- Quintin, C.; Bernatchez, P.; Jolivet, Y. (2013). *Impacts de la tempête du 6 décembre 2010 sur les côtes du Bas-Saint-Laurent et de la baie des Chaleurs; Rapport d'analyse: Volume I; Présenté au ministère de la Sécurité publique du Québec: Rimouski, QC, USA, 2013; Volume I.*
- Quintin, C. (2010). *Effets des facteurs environnementaux dans l'évolution des marais*

intertidaux du barachois de la rivière Nouvelle, Baie des Chaleurs, Québec. Mémoire. Rimouski, Québec, Université du Québec à Rimouski, Département de biologie, chimie et géographie, 114 p. 115.

- Rahman, M. A. (2013). Experimental and Numerical Investigation on Wave Interaction with Submerged Breakwater. *Journal of Water Resources and Ocean Science*, 2(6), 155. <https://doi.org/10.11648/j.wros.20130206.11>
- Ranasinghe, R. S., & Sato, S. (2007). Beach morphology behind single impermeable submerged breakwater under obliquely incident waves. *Coastal Engineering Journal*, 49(1), 1–24. <https://doi.org/10.1142/S0578563407001538>
- Ranasinghe, R., & Turner, I. L. (2006). Shoreline response to submerged structures: A review. *Coastal Engineering*, 53(1), 65–79. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2005.08.003>
- Reed, A., & Moisan, G. (1971). *The Spartina Tidal Marshes of the St. Lawrence Estuary and Their Importance to Aquatic Birds, Le naturaliste canadien*, 98 : 95-101.
- Reed, D. J. (1995). The response of coastal marshes to sea-level rise: Survival or submergence? *Earth Surface Processes and Landforms*, 20(1), 39–48. <https://doi.org/10.1002/esp.3290200105>
- Reed, D. J., Spencer, T., Murray, A. L., French, J. R., & Leonard, L. (1999). Marsh surface sediment deposition and the role of tidal creeks: Implications for created and managed coastal marshes. *Journal of Coastal Conservation*, 5(1), 81–90. <https://doi.org/10.1007/BF02802742>
- Reguero, B. G., Losada, I. J., & Méndez, F. J. (2019). A recent increase in global wave power as a consequence of oceanic warming. *Nature Communications*, 10(1), 1–14. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-08066-0>
- Roman, C. T., Peck, J. A., Allen, J. R., King, J. W., & Appleby, P. G. (1997). Accretion of

- a New England (U.S.A.) salt marsh in response to inlet migration, storms, and sea-level rise. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 45(6), 717–727. <https://doi.org/10.1006/ecss.1997.0236>
- Rubegni, F., Franchi, E., & Lenzi, M. (2013). Relationship between wind and seagrass meadows in a non-tidal eutrophic lagoon studied by a Wave Exposure Model (WEMo). *Marine Pollution Bulletin*, 70(1–2), 54–63. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2013.02.012>
- Rudrappa, T., Bonsall, J., & Gallagher, J. L. (2007). *Root-secreted Allelochemical in the Noxious Weed Phragmites Australis Deploys a Reactive Oxygen Species Response and Microtubule Assembly Disruption to Execute Rhizotoxicity*. 1898–1918. <https://doi.org/10.1007/s10886-007-9353-7>
- Rudrappa, T., Choi, Y. S., Levia, D. F., Legates, D. R., Lee, K. H., & Bais, H. P. (2009). Phragmites australis root secreted phytotoxin undergoes photo-degradation to execute severe phytotoxicity. *Plant Signaling and Behavior*, 4(6), 506–513. <https://doi.org/10.4161/psb.4.6.8698>
- Saengsupavanich, C., Ariffin, E. H., Yun, L. S., & Pereira, D. A. (2022). Environmental impact of submerged and emerged breakwaters. *Heliyon*, 8(12). <https://doi.org/10.1016/j.heliyon.2022.e12626>
- Sanchez-Arcilla, A., Sierra, J. P., Cáceres, I., González, D., Alsina, J. M., Montoya, F., & Galofré, J. (2006). Beach Dynamics in the Presence of a Low Crested Structure . The Altafulla case. *Journal of Coastal Research*, 39, 759–764.
- Sánchez, J. M., Izco, J., & Medrano, M. (1996). Relationships between vegetation zonation and altitude in a salt-marsh system in northwest Spain. *Journal of Vegetation Science*, 7(5), 695–702. <https://doi.org/10.2307/3236381>
- Sanford, L. P., & Gao, J. (2018). Influences of Wave Climate and Sea Level on Shoreline Erosion Rates in the Maryland Chesapeake Bay. *Estuaries and Coasts*, 41(2018), 19–

37. <https://doi.org/10.1007/s12237-017-0257-7>

- Sauvé, P., Bernatchez, P. et Glaus, M. (2020). *The role of the decision-making process on shoreline armoring: A case study in Quebec, Canada. Ocean and Coastal Management, 198, 13.* <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2020.105358>.
- Sauvé, P., Moisset, S., Goudreault, M.-O., Bernatchez, P. (2023). *Caractérisation et effets des ouvrages de protection côtière sur les systèmes côtiers : Synthèse descriptive en vue d'une intervention sur le littoral. Chaire de recherche en géoscience côtière, Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones cô.*
- Sauvé, P. (2022). *Identification et développement d'ouvrages de protection côtière pour augmenter la résilience des communautés côtières dans un contexte de changements climatiques.* 1–287.
- Schoonees, T., Gijón Mancheño, A., Scheres, B., Bouma, T. J., Silva, R., Schlurmann, T., & Schüttrumpf, H. (2019). Hard Structures for Coastal Protection, Towards Greener Designs. *Estuaries and Coasts, 42(7), 1709–1729.* <https://doi.org/10.1007/s12237-019-00551-z>
- Schulze, D., Jensen, K., & Nolte, S. (2021). Livestock grazing reduces sediment deposition and accretion rates on a highly anthropogenically altered marsh island in the Wadden Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science, 251(January), 107191.* <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2021.107191>
- Schwarz, C., Gourgue, O., van Belzen, J., Zhu, Z., Bouma, T. J., van de Koppel, J., Ruessink, G., Claude, N., & Temmerman, S. (2018). Self-organization of a biogeomorphic landscape controlled by plant life-history traits. *Nature Geoscience, 11(9), 672–677.* <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0180-y>
- Sérodes, J.B, Dubé, M. (1983). Dynamique sédimentaire d'un estran à spartines (Kamouraska, Québec). *Le Naturaliste Canadien 110, 11–26.*

- Shepard, C. C., Crain, C. M., & Beck, M. W. (2011). The protective role of coastal marshes: A systematic review and meta-analysis. *PLoS ONE*, 6(11). <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0027374>
- Silvestri, S., Defina, A., & Marani, M. (2005). Tidal regime, salinity and salt marsh plant zonation. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 62(1–2), 119–130. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2004.08.010>
- Snow, A. A., & Vince, S. W. (1984). Plant Zonation in an Alaskan Salt Marsh: II. An Experimental Study of the Role of Edaphic Conditions. *The Journal of Ecology*, 72(2), 669. <https://doi.org/10.2307/2260075>
- SOGEAM. (1984). *Étude de faisabilité de la restauration d'une zone de marais intertidal dans la baie de Rivière-du-Loup (Phase IV), Longueuil, les Consultants SOGEAM inc., Rapport non publié présenté à Canards Illimités (Canada), Québec. 26 p. + 1 annexe + 1 carte.*
- Stark, J., Smolders, S., Meire, P., & Temmerman, S. (2017). Impact of intertidal area characteristics on estuarine tidal hydrodynamics: A modelling study for the Scheldt Estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 198, 138–155. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2017.09.004>
- Stevenson, J. C., Ward, L. G., & Kearney, M. S. (1986). Vertical Accretion in Marshes With Varying Rates of Sea Level Rise. In *Estuarine Variability*. ACADEMIC PRESS, INC. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-761890-6.50020-4>
- Stoddart, D. R., Reed, D. J., French, J. R., Stoddart, D. R., & Reed, D. J. (1989). *Understanding Salt-Marsh Accretion , Scolt Head Island , Norfolk , England* Published by : Springer REFERENCES Linked references are available on JSTOR for this article : You may need to log in to JSTOR to access the linked references . *Understanding Salt-*. 12(4), 228–236.
- Stumpf, R. P. (1983). The process of sedimentation on the surface of a salt marsh.

Estuarine, Coastal and Shelf Science, 17(5), 495–508. [https://doi.org/10.1016/0272-7714\(83\)90002-1](https://doi.org/10.1016/0272-7714(83)90002-1)

Sulaiman, D., & Hidayat, H. (2020). the Role of Geotextile Tube As Low-Crested Breakwaters in Restoring Severe Beach Erosion Problem At Pebuahan Beach in Bali Island. *Coastal Engineering Proceedings*, 36v, 53. <https://doi.org/10.9753/icce.v36v.papers.53>

Sutton-Grier, A. E., Wowk, K., & Bamford, H. (2015). Future of our coasts: The potential for natural and hybrid infrastructure to enhance the resilience of our coastal communities, economies and ecosystems. *Environmental Science and Policy*, 51, 137–148. <https://doi.org/10.1016/j.envsci.2015.04.006>

Syvitski, J. P. M., Vörösmarty, C. J., Kettner, A. J., & Green, P. (2005). Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science*, 308(5720), 376–380. <https://doi.org/10.1126/science.1109454>

Temmerman, S., Govers, G., Wartel, S., & Meire, P. (2003). Spatial and temporal factors controlling short-term sedimentation in a salt and freshwater tidal marsh, scheldt estuary, Belgium, SW Netherlands. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28(7), 739–755. <https://doi.org/10.1002/esp.495>

Temmerman, S., Govers, G., Wartel, S., & Meire, P. (2004). Modelling estuarine variations in tidal marsh sedimentation: Response to changing sea level and suspended sediment concentrations. *Marine Geology*, 212(1–4), 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.10.021>

Temmerman, Stijn, Meire, P., Bouma, T. J., Herman, P. M. J., Ysebaert, T., & De Vriend, H. J. (2013). Ecosystem-based coastal defence in the face of global change. *Nature*, 504(7478), 79–83. <https://doi.org/10.1038/nature12859>

Thomalla, F., & Vincent, C. (2004). *Designing Offshore Breakwaters Using Empirical Relationships: A Case Study from Norfolk, United Kingdom*. *Journal of Coastal*

Research - J COASTAL RES. 20. 1224-1230. 10.2112/01046.1.

- Tolman, H. L. . W. I. D. G. (2014). *User Manual and System Documentation of Wavewatch III Version 4.18; Technology Note 316; NOAA/NWS/NCEP/MMAB: College Park, MD, USA, 2014.*
- Tonelli, M., Fagherazzi, S., & Petti, M. (2010). Modeling wave impact on salt marsh boundaries. *Journal of Geophysical Research: Oceans, 115*(9), 1–17. <https://doi.org/10.1029/2009JC006026>
- Troude, J. P., & Sérodes, J. B. (1988). Le rôle des glaces dans le régime morpho-sédimentologique d'un estran de l'estuaire moyen du Saint-Laurent. *Canadian Journal of Civil Engineering, 15*(3), 348–354. <https://doi.org/10.1139/188-050>
- Ursino, N., Silvestri, S., & Marani, M. (2004). Subsurface flow and vegetation patterns in tidal environments. *Water Resources Research, 40*(5), 1–11. <https://doi.org/10.1029/2003WR002702>
- van der Wal, D., van Dalen, J., Willemsen, P. W. J. M., Borsje, B. W., & Bouma, T. J. (2023). Gradual versus episodic lateral saltmarsh cliff erosion: Evidence from Terrestrial Laser Scans (TLS) and Surface Elevation Dynamics (SED) sensors. *Geomorphology, 426*(May 2022), 108590. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.108590>
- Van Proosdij, D., Ollerhead, J., & Davidson-Arnott, R. G. D. (2006). Seasonal and annual variations in the volumetric sediment balance of a macro-tidal salt marsh. *Marine Geology, 225*(1–4), 103–127. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.07.009>
- Van Rijn, L. C. (2011). Coastal erosion and control. *Ocean and Coastal Management, 54*(12), 867–887. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2011.05.004>
- VERGER, F. (1968). *Marais et wadden du littoral français, Bordeaux, Biscaye Frères, 541 p.*

- Vona, I., Gray, M. W., & Nardin, W. (2020). The impact of submerged breakwaters on sediment distribution along marsh boundaries. *Water (Switzerland)*, 12(4). <https://doi.org/10.3390/W12041016>
- Wang, H., Capurso, W., Chen, Q., Zhu, L., Niemoczynski, L., & Snedden, G. (2021). Assessment of Wave Attenuation, Current Patterns, and Sediment Deposition and Erosion During Winter Storms by Living Shoreline Structures in Gandys Beach, New Jersey. *U.S. Geological Survey*, 52.
- Ward, L. G., Kearney, M. S., & Stevenson, J. C. (1998). Variations in sedimentary environments and accretionary patterns in estuarine marshes undergoing rapid submergence, Chesapeake Bay. *Marine Geology*, 151(1–4), 111–134. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(98\)00056-5](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00056-5)
- Wasson, K., Jeppesen, R., Endris, C., Perry, D. C., Woolfolk, A., Beheshti, K., Rodriguez, M., Eby, R., Watson, E. B., Rahman, F., Haskins, J., & Hughes, B. B. (2017). Eutrophication decreases salt marsh resilience through proliferation of algal mats. *Biological Conservation*, 212(May), 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.biocon.2017.05.019>
- Watson, E. B., Oczkowski, A. J., Wigand, C., Hanson, A. R., Davey, E. W., Crosby, S. C., Johnson, R. L., & Andrews, H. M. (2014). Nutrient enrichment and precipitation changes do not enhance resiliency of salt marshes to sea level rise in the Northeastern U.S. *Climatic Change*, 125(3–4), 501–509. <https://doi.org/10.1007/s10584-014-1189-x>
- Wiberg, P. L., Taube, S. R., Ferguson, A. E., Kremer, M. R., & Reidenbach, M. A. (2019). Wave Attenuation by Oyster Reefs in Shallow Coastal Bays. *Estuaries and Coasts*, 42(2), 331–347. <https://doi.org/10.1007/s12237-018-0463-y>
- Woolnough, S. J., Allen, J. R. L., & Wood, W. L. (1995). An exploratory numerical model of sediment deposition over tidal salt marshes. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*,

41(5), 515–543. [https://doi.org/10.1016/0272-7714\(95\)90025-X](https://doi.org/10.1016/0272-7714(95)90025-X)

- Wu, Y., Liu, J., Yan, G., Zhai, J., Cong, L., Dai, L., & Zhang, Z. (2020). The size and distribution of tidal creeks affects salt marsh restoration. *Journal of Environmental Management*, 259(June 2019), 110070. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2020.110070>
- Xin, P., Kong, J., Li, L., & Barry, D. A. (2013). Modelling of groundwater-vegetation interactions in a tidal marsh. *Advances in Water Resources*, 57(April), 52–68. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2013.04.005>
- Yang, S. L., Li, H., Ysebaert, T., Bouma, T. J., Zhang, W. X., Wang, Y. Y., Li, P., Li, M., & Ding, P. X. (2008). Spatial and temporal variations in sediment grain size in tidal wetlands, Yangtze Delta: On the role of physical and biotic controls. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 77(4), 657–671. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2007.10.024>
- Zanuttigh, B. (2007). Numerical modelling of the morphological response induced by low-crested structures in Lido di Dante, Italy. *Coastal Engineering*, 54(1), 31-47.
- Zelo, Ian, Hugh Shipman, J. B. (2000). *Alternative Bank Protection Methods for Puget Sound Shorelines, prepared for the Shorelands and Environmental Assistance Program, Washington Department of Ecology, Olympia, Washington, Publication # 00-06- 012.*
- Zhang, C., Wang, L., Li, G., Dong, S., Yang, J., & Wang, X. (2002). Grain size effect on multi-element concentrations in sediments from the intertidal flats of Bohai Bay, China. *Applied Geochemistry*, 17(1), 59–68. [https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(01\)00079-8](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(01)00079-8)
- Zhao, Z., Yuan, L., Li, W., Tian, B., & Zhang, L. (2020). Re-invasion of *Spartina alterniflora* in restored saltmarshes: Seed arrival, retention, germination, and establishment. *Journal of Environmental Management*, 266(April), 110631. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2020.110631>

- Zhu, L., Huguenard, K., Zou, Q. P., Fredriksson, D. W., & Xie, D. (2020). Aquaculture farms as nature-based coastal protection: Random wave attenuation by suspended and submerged canopies. *Coastal Engineering*, 160(October 2019), 103737. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2020.103737>
- Zyserman, J. A., & Johnson, H. K. (2002). Modelling morphological processes in the vicinity of shore-parallel breakwaters. *Coastal Engineering*, 45(3–4), 261–284. [https://doi.org/10.1016/S0378-3839\(02\)00037-6](https://doi.org/10.1016/S0378-3839(02)00037-6)

