







**L'ÉROSION HIVERNALE DE LA FALAISE DE RIVIÈRE-  
SAINT-JEAN, QUÉBEC**  
UNE COMPARAISON ENTRE LES ANNÉES DE GEL PROLONGÉ  
ET DES HIVERS DOUX

Mémoire présenté

dans le cadre du programme de maîtrise en géographie

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

PAR

© BAY BERRY

Avril 2024



Composition du jury :

Francis Gauthier, président du jury, Université du Québec à Rimouski

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

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

Donald Forbes, examinateur externe, Ressources naturelles Canada

Dépôt initial le 16 novembre 2023

Dépôt final le 9 avril 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.

## **REMERCIEMENTS**

Je remercie premièrement mon directeur de recherche, Pascal Bernatchez, pour ses idées et son soutien logistique, et surtout pour partager sa passion pour le milieu spécial qui est Rivière Saint-Jean. Merci à mon co-directeur, David Didier, pour son propre enthousiasme et soutien, et l'introduction à Rimouski et à cette nouvelle branche de mon réseau. De plus, je les remercie tous les deux pour leur patience pendant que je partais vivre mes propres aventures. Merci aussi aux autres membres du jury, Francis Gauthier et Donald Forbes, pour leurs commentaires et leur attitudes accommodantes.

Une énorme merci à mes collègues du Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières et surtout mes belles équipes de terrain au cours de ces dernières années : Sam, mon partenaire toutes-saisons contre les vagues et autres monstres nocturnes des secteurs RSJ-LPM; Marion, merci pour tout le soutien logistique, technique et émotionnel pendant les longues soirées de bricolage d'instruments et longues-et-froides gardes sur la plage; Nic; Renaud; Ben; Biko; Sylvain; Mathieu; tous les autres qui m'ont aidé et accompagné. Finalement, merci à ma famille pour son amour et son soutien qui m'ont permis de bénéficier des opportunités qui m'ont été offertes.

Ce projet a été possible grâce au financement du Programme de subventions à la découverte du CRSNG de mon directeur Pascal Bernatchez (RGPIN-2018-06883).



## **AVANT-PROPOS**

Ce projet a été conçu à l'origine dans l'optique d'étudier l'érosion hivernale sur les falaises silto-argileuses de Rivière-Saint-Jean, sur la côte nord du golfe du Saint-Laurent au Québec, et pour comparer les facteurs et conditions environnementales actuelles qui produisent l'érosion induit par le dégel dans les régions qui sont gelés de manière saisonnière et pérenne. Des tiges thermiques ont été installées dans la falaise en novembre de 2020 à Rivière-Saint-Jean en prévision d'un gel hivernal normal. Cependant, cet hiver était anormalement doux, et était la première année sans installation de glace de littoral stable depuis au moins deux décennies. Ces conditions exceptionnelles soulèvent des questions concernant l'importance du gel dans la dynamique côtière hivernale, qui ont été explorées grâce aux données récoltées entre 2016 et 2022 et en profitant d'un modèle analytique pour calculer les profondeurs de gel et de dégel dans une falaise meuble en absence des données in situ.

## RÉSUMÉ

*Mots clés* : géomorphologie côtière, érosion côtière, processus cryogéniques, gel-dégel, falaises meubles

Ce projet de recherche avait pour but d'étudier l'érosion de la falaise meuble à Rivière-Saint-Jean, sur la Côte-Nord, Québec, entre 2016 et 2021, en se concentrant particulièrement sur l'hiver sans glace côtière de 2020-2021. Le projet se concentre sur l'ampleur et les taux d'érosion qui ont été mesurés à partir de levés topographiques (LiDAR) qui ont été répétés à une fréquence mensuelle ou semestrielle. La dynamique côtière est décrite dans le contexte du régime thermique de la falaise basé sur des mesures in situ pendant l'hiver 2020-2021, et qui est étendu au reste de la période en utilisant un modèle empirique de la progression des fronts de gel et de dégel. Un contexte environnemental supplémentaire est donné par les tendances des tempêtes et des températures au cours de la période d'observation. Le taux moyen d'érosion entre novembre 2020 et avril 2021 a été de 8,1 m/an, ce qui est 2,5 fois plus rapide que la moyenne mesurée au cours de la période d'étude de cinq ans. Une combinaison de facteurs environnementaux tels que l'absence de glace côtière protégeant la falaise de l'action des vagues et les cycles fréquents de gel et de dégel déstabilisant la falaise de silt ont probablement contribué de manière importante à l'érosion rapide.



## **ABSTRACT**

*Keywords:* coastal geomorphology, coastal erosion, cryogenic processes, freeze-thaw, unconsolidated cliffs

The goals of this research were to investigate erosion of unconsolidated coastal cliff at Rivière-Saint-Jean, North shore, Quebec, between 2016 and 2021, with particular focus on the coastal-ice-free winter which occurred in 2020-2021. The project focuses on the magnitude and rate of erosion which was measured from LiDAR-derived digital topographic models which were repeated at monthly to semiannual frequency. The coastal dynamic is described in the context of the thermal regime of the cliff based on in situ measurements during the winter of 2020-2021, and which is extended to the rest of the period using an empirical model of freezing- and thawing-front progression. Additional environmental context is given by storm and temperature trends during the observation period. The average rate of erosion between November 2020 and April 2021 was 8.1 m/a, which is 2.5 times faster than the average rate measured over the five year study period. A combination of environmental factors such as absence of coastal ice protecting the cliff from wave action and frequent freezing and thawing cycles destabilizing the silt cliff were likely important contributors to the rapid erosion.



## TABLE DES MATIÈRES

|   |      |
|---|------|
| REMERCIEMENTS .....   | vi   |
| AVANT-PROPOS .....  | vii  |
| RÉSUMÉ.....   | viii |
| ABSTRACT.....   | x    |
| TABLE DES MATIÈRES .....  | xii  |
| LISTE DES TABLEAUX.....   | xv   |
| LISTE DES FIGURES.....  | xvi  |
| LISTE DES ABBRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES .....                                  | xx   |
| LISTE DES SYMBOLES .....  | xxii |
| INTRODUCTION GÉNÉRALE .....   | 1    |
| 1.1    Problématique .....  | 1    |
| 1.2    Approche méthodologique .....  | 2    |
| 1.3    Présentation du mémoire.....   | 2    |
| CHAPITRE II. LES CONCEPTS DE GEL ET DE L'ÉROSION CRYOGÉNIQUE<br>DES SÉDIMENTS CÔTIERS ..... | 4    |
| 2.1    Introduction.....  | 4    |
| 2.2    Principes physiques du gel des sols .....  | 5    |
| 2.2.1    Le transfert de chaleur dans les sols .....  | 5    |
| 2.2.2    La solution Stefan.....  | 7    |
| 2.2.3    Les impacts physiques du gel .....   | 8    |
| 2.3    Expressions du gel côtier .....  | 9    |
| 2.3.1    La ségrégation de la glace et la cryoclastie .....                                 | 9    |
| 2.3.2    Le thermo-dénudation et la solifluxion .....                                       | 10   |
| 2.3.3    La thermo-abrasion des côtes .....   | 11   |
| 2.3.4    Le complexe glaciaire côtier.....  | 11   |
| 2.3.5    Les implications pour l'érosion côtière .....                                      | 12   |
| 2.3.6    L'érosion côtière en lien avec les processus cryogéniques .....                    | 14   |
| 2.4    Les changements climatiques .....  | 15   |
| 2.4.1    La caractérisation des cycles thermiques saisonniers.....                          | 15   |

|  |   |           |
|--|---|-----------|
| 2.4.2  | Les conditions météorologiques et thermiques .....          | 16        |
| 2.4.3  | Les niveaux d'eau.....                                      | 17        |
| 2.4.4  | La glace marine .....                                       | 18        |
| 2.4.5  | La glace côtière .....                                      | 19        |
| 2.5  | Conclusion .....  | 19        |
| <b>CHAPITRE III. VARIABILITÉ SAISONNIÈRE DE L'ÉROSION CÔTIÈRE À</b>  |   |           |
| <b>RIVIÈRE-SAINT-JEAN, QUÉBEC: UNE COMPARAISON DES HIVERS DE GEL</b> |   |           |
| <b>PROLONGÉ ET DES HIVERS DOUX .....</b>                             |   |           |
|  |   | <b>21</b> |
| 3.1  | Résumé en français de l'article.....                        | 21        |
| 3.2  | Introduction.....   | 22        |
| 3.3  | Methodology.....  | 23        |
| 3.3.1  | Study area .....  | 23        |
| 3.3.2  | Shoreline evolution.....                                    | 26        |
| 3.3.3  | Sediment temperature profiles.....                          | 28        |
| 3.3.4  | Hydrometeorological conditions .....                        | 31        |
| 3.4  | Results.....  | 32        |
| 3.4.1  | Shoreline evolution and hydrometeorological conditions..... | 32        |
| 3.4.2  | Thermal profiles .....                                      | 36        |
| 3.4.3  | Hydrometeorological conditions .....                        | 40        |
| 3.5  | Discussion.....   | 41        |
| 3.5.1  | Shoreline evolution.....                                    | 41        |
| 3.5.2  | Meteorological & thermal conditions.....                    | 44        |
| 3.5.3  | Hydrodynamic conditions .....                               | 46        |
| 3.5.4  | Climate change impacts.....                                 | 489       |
|  | Conclusion .....  | 51        |
| <b>CONCLUSION GÉNÉRALE.....</b>                                      |   |           |
|  |   | <b>52</b> |
| 4.1  | Portée scientifique .....                                   | 52        |
| 4.2  | Limites .....   | 52        |
| 4.3  | Travaux futurs.....   | 54        |
| <b>RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....</b>                              |   |           |
|  |   | <b>55</b> |
| <b>ANNEXE .....</b>  |   |           |
|  |   | <b>68</b> |
| A.1  | Tige Thermique TP1 .....                                    | 69        |

|     |                           |    |
|-----|---------------------------|----|
| A.2 | Tige Thermique TP2L ..... | 71 |
| A.3 | Tige Thermique TP2U ..... | 73 |
| A.4 | Tige Thermique TP3L ..... | 75 |
| A.5 | Tige Thermique TP3U ..... | 77 |



## **LISTE DES TABLEAUX**

|  |    |
|--|----|
| Tableau 1. Deux définitions des régimes thermiques annuels selon les températures de l'air (Bernatchez et al. 2014) et du sol (Outcalt & Hinkel 1996). ..... | 16 |
| Table 1. Input parameters to CLIFFSE model. ....   | 30 |

## LISTE DES FIGURES

|   |    |
|---|----|
| Figure 1. Regional location of the study area (A), photograph taken near camera 4 (B: 2020-11-17), and instrument location shown over aerial photos (C: 2021-09-07) and topography (D: 2020-12-12). .....   | 24 |
| Figure 2. Timeline of data collection, including meteorological data from weather stations at Longue-Pointe-de-Mingan (LPM) and Rivière-Saint-Jean (RSJ), wave conditions collected by an offshore Acoustic Waves And Current profiler (AWAC), ground thermal profiles collected by thermal pins, time-lapse photography, and elevation data collected by LiDAR scan. ....  | 26 |
| Figure 3. Schematic of thermal pin installation in cliff face. ....   | 28 |
| Figure 4. Linear retreat rates by transect, (A) based on the change envelope of May 2016 to December 2021 and (B) by intervals of 6-18 months. The y-axis scale is proportional to time between successive surveys. ....  | 32 |
| Figure 5. Linear retreat rates by transect, (A) based on the change envelope of November 2020 to April 2021 and (B) by intervals of 0.5-32 weeks. The y-axis scale is proportional to time between successive surveys. ....   | 33 |
| Figure 6. (A) Daily total rainfall, air temperature, and observed storm event. (B) Mean linear retreat rates and their standard deviation (S.D.) over the entire study area. (C) Total erosion, deposition, and net volume displacement. As the x-axis is in units of time and the y-axis in units of volume-per-unit-time, the area of each block reflects the actual measured volume displaced. ....  | 34 |
| Figure 7. (A) Daily total rainfall, air temperature, and storm events. (B) Mean linear retreat rates and their standard deviation (S.D.) over the entire study area. (C) Total erosion, deposition, and net volume displacement. As the x-axis is in units of time and the y-axis in units of volume-per-unit-time, the area of each block reflects the actual measured volume displaced. ....  | 35 |
| Figure 8. Temperature time series collected at TP1, showing when erosion events occurred and the sensor which was exposed, as seen by the temperature trend beginning to follow the surface temperature. The value in centimeters refers to the position of the sensor in the thermal pin, where “0 cm” is positioned outside the sediments, and “300 cm” is the furthest into the cliff. Some sensors (at 20, 60, 100, 140, 180 cm) omitted from the graph for clarity. .... | 36 |
| Figure 9. Interpolated temperature profiles based on hourly measurements inside the cliff. The vertical axis indicates depth horizontally from the cliff face in centimeters. ....  | 37 |
| Figure 10. Dates of erosion events identified from thermal signatures (red lines) presented on top of (A) daily total precipitation and daily mean air temperature and (B) mean water level and significant wave heights. ....  | 38 |

Figure 11. CLIFFSE model output based on air temperature data for the months of November to May, 2016 to 2021. .... 39

Figure 12. Slope of the 0° C isotherm depth time series (by finite central differencing over +1 day), giving the isotherm progression rate with respect to time. Positive values indicate progression into the ground during freezing periods, and negative values indicate reduced depth during thawing periods. .... 39

Figure 13. Maximum wave height (WH) and storm occurrences (A), and air temperature trend recorded between May 1, 2016, and November 1, 2021 (B). Storms were identified based on thresholds of 99<sup>th</sup> percentile significant wave height (H99) of 3.1 m and 95<sup>th</sup> percentile heights (H95) of 1.9 m. Blue points indicate instances of freeze-thaw. .... 40

Figure 14. Cliff face processes related to freezing and thawing include (A) desiccation, causing lightening of sediments, (B) failure of small silt polyhedrons, (C) failure of cohesive blocks, and (D) contraction of silts perpendicular to freezing-front progression, causing separation in layers (photographs taken February 24, 2021). ... 42

Figure 15. Photographs from timelapse camera station 1 collected on December 12, 2020 between 5:00 PM and 6:15 PM UTC. A thermal pin (not included in this report) is seen projecting from the cliff face. .... 43

Figure 16. Mean cliff erosion throughout the study area compared to the measured erosion at each thermal pin and the modeled cumulative freezing (zf) and thawing (zt) depths. .... 45

Figure 17. (A) Distribution of residuals of the CLIFFSE model compared to freezing depths measured at the thermal pins. The dashed line shows a normal distribution. (B-D) Residuals compared to environmental conditions measured at the on-site weather station. .... 46

Figure 18(A) Les températures enregistrées à la TP1 organisées en fonction de distance des capteurs par rapport à l'extrémité de la tige, les événements d'érosion indiqués par des lignes pointillées. Certaines lignes (de 10, 30, 50, 70, 90 cm) sont omises pour des raisons de clarté. (B) Les températures interpolées à 1 cm, en fonction de la distance par rapport à la paroi de la falaise. L'isotherme 0°C indique la limite de gel/dégel... 69

Figure 19. Taux de progression de l'isotherme 0°C enregistré à la TP1, interprété comme le taux de progression du front de gel par rapport à la paroi. Les valeurs positives indiquent des conditions de gel et les valeurs négatives de conditions de dégel. .... 70

Figure 20. Les valeurs de la fonction d'autocorrélation (ACF) des séries temporelles de température du TP1 en fonction de la profondeur par rapport à la surface, comparées aux séries temporelles de la température (A) à la surface et (B) de l'air. .... 70

Figure 21(A) Les températures enregistrées à la TP2L organisées en fonction de distance des capteurs par rapport à l'extrémité de la tige, les événements d'érosion indiqués par des

- lignes pointillées. Certaines lignes (de 10, 30, 50, 70, 90 cm) sont omises pour des raisons de clarté. (B) Les températures interpolées à 1 cm, en fonction de la distance par rapport à la paroi de la falaise. L'isotherme 0°C indique la limite de gel/dégel...71
- Figure 22. Taux de progression de l'isotherme 0°C enregistré à la TP2L, interprété comme le taux de progression du front de gel par rapport à la paroi. Les valeurs positives indiquent des conditions de gel et les valeurs négatives de conditions de dégel. .... 72
- Figure 23. Les valeurs de la fonction d'autocorrélation (ACF) des séries temporelles de température du TP2L en fonction de la profondeur par rapport à la surface, comparées aux séries temporelles de la température (A) à la surface et (B) de l'air. .... 72
- Figure 24(A) Les températures enregistrées à la TP2U organisées en fonction de distance des capteurs par rapport à l'extrémité de la tige, les événements d'érosion indiqués par des lignes pointillées. Certaines lignes (de 10, 30, 50, 70, 90 cm) sont omises pour des raisons de clarté. (B) Les températures interpolées à 1 cm, en fonction de la distance par rapport à la paroi de la falaise. L'isotherme 0°C indique la limite de gel/dégel...73
- Figure 25. Taux de progression de l'isotherme 0°C enregistré à la TP2U, interprété comme le taux de progression du front de gel par rapport à la paroi. Les valeurs positives indiquent des conditions de gel et les valeurs négatives de conditions de dégel. .... 74
- Figure 26. Les valeurs de la fonction d'autocorrélation (ACF) des séries temporelles de température du TP2U en fonction de la profondeur par rapport à la surface, comparées aux séries temporelles de la température (A) à la surface et (B) de l'air. .... 74
- Figure 27(A) Les températures enregistrées à la TP3L organisées en fonction de distance des capteurs par rapport à l'extrémité de la tige, les événements d'érosion indiqués par des lignes pointillées. Certaines lignes (de 10, 30, 50, 70, 90 cm) sont omises pour des raisons de clarté. (B) Les températures interpolées à 1 cm, en fonction de la distance par rapport à la paroi de la falaise. L'isotherme 0°C indique la limite de gel/dégel...75
- Figure 28. Taux de progression de l'isotherme 0°C enregistré à la TP3L, interprété comme le taux de progression du front de gel par rapport à la paroi. Les valeurs positives indiquent des conditions de gel et les valeurs négatives de conditions de dégel. ....76
- Figure 29. Les valeurs de la fonction d'autocorrélation (ACF) des séries temporelles de température du TP3L en fonction de la profondeur par rapport à la surface, comparées aux séries temporelles de la température (A) à la surface et (B) de l'air. .... 76
- Figure 30(A) Les températures enregistrées à la TP3U organisées en fonction de distance des capteurs par rapport à l'extrémité de la tige, les événements d'érosion indiqués par des lignes pointillées. Certaines lignes (de 10, 30, 50, 70, 90 cm) sont omises pour des raisons de clarté. (B) Les températures interpolées à 1 cm, en fonction de la distance par rapport à la paroi de la falaise. L'isotherme 0°C indique la limite de gel/dégel...77

Figure 31. Taux de progression de l'isotherme 0°C enregistré à la TP3U, interprété comme le taux de progression du front de gel par rapport à la paroi. Les valeurs positives indiquent des conditions de gel et les valeurs négatives de conditions de dégel. .... 78

Figure 32. Les valeurs de la fonction d'autocorrélation (ACF) des séries temporelles de température du TP3U en fonction de la profondeur par rapport à la surface, comparées aux séries temporelles de la température (A) à la surface et (B) de l'air. .... 78

## LISTE DES ABBRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES

|                    |   |
|--------------------|---|
| <b>AWAC</b>        | « <i>Nortek Acoustic Wave And Current profiler</i> »  |
| <b>ACF</b>         | Facteur d'autocorrélation / <i>Autocorrelation factor</i>   |
| <b>CGC / NIC</b>   | Complexe de glace côtier/ <i>Nearshore Ice Complex</i>  |
| <b>CGVD2013</b>    | Système canadien de référence altimétrique de 2013 / <i>Canadian Geodetic Vertical Datum of 2013</i>  |
| <b>CLIFFSE</b>     | Modèle d'érosion des falaises basé sur l'équation de Stefan   |
| <b>CSRS</b>        | Système canadien de référence spatiale / <i>Canadian Spatial Reference System</i>   |
| <b>DoD</b>         | Différence entre les MNT / <i>Difference of DEMs</i>  |
| <b>DSAS</b>        | « <i>Digital Shoreline Analysis System</i> »  |
| <b>EPR</b>         | Taux d'érosion linéaire / <i>End Point Rate</i>   |
| <b>GIEC / IPCC</b> | Le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat / <i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>                                      |
| <b>LiDAR</b>       | Détection et estimation de la distance par la lumière / <i>Light Detecting And Ranging</i>  |
| <b>MNT / DEM</b>   | Modèle numérique de terrain / <i>Digital Elevation Model</i>  |
| <b>MTM</b>         | Mercator transverse modifiée / <i>Modified Transverse Mercator</i>  |
| <b>NAD1983</b>     | Système géodésique nord-américain de 1983 / <i>North American Datum of 1983</i>   |
| <b>RCP</b>         | Trajectoires représentatives de concentration / <i>Representative Concentration Pathways</i>  |
| <b>RTK-DGPS</b>    | Système mondial de localisation différentiel par correction cinématique en temps réel / <i>Real Time Kinematic Differential Global Positioning System</i> |
| <b>SCG / CIS</b>   | Service canadien des glaces / <i>Canadian Ice Service</i>   |
| <b>SD</b>          | Écart-type / <i>Standard Deviation</i>  |
| <b>SRES</b>        | Rapport spécial sur les scénarios d'émissions / <i>Special Report on Emissions Scenarios</i>  |



## LISTE DES SYMBOLES

|             |  |
|-------------|--|
| $FI$        | Indice de gel  |
| $H_s$       | Hauteur de vague significative                               |
| $H_{99}$    | Hauteur de vague significative au 99 <sup>e</sup> percentile |
| $k$         | Conductivité thermique                                       |
| $\lambda$   | Coefficient de correction                                    |
| $n$         | Facteur de correction de la surface                          |
| $\rho_w$    | Densité de l'eau   |
| $t$         | Temps  |
| $TI$        | Indice de dégel  |
| $T_o$       | Température d'une origine définie                            |
| $T_s$       | Température de surface                                       |
| $z_f$       | Profondeur de gel à partir de la surface                     |
| $z_t$       | Profondeur de dégel à partir de la surface                   |
| $^{\circ}C$ | Dégrées celcius  |
| a           | Années   |
| cm          | Centimètres  |
| h           | Heures   |
| kg          | Kilogrammes  |
| kJ          | Kilojoules   |
| km          | Kilomètres   |
| m           | Mètres   |
| mm          | Millimètres  |
| W           | Watts  |







## INTRODUCTION GÉNÉRALE

### 1.1 PROBLÉMATIQUE

La cryosphère inclut les régions qui sont gelées de manière saisonnière et pérenne (Pollard, 2018). Les paysages périglaciaires sont ceux qui subissent des périodes de gel prolongées, qui produisent les terrains modifiés par le gel et dégel de leurs sols et eaux souterraines (Pollard, 2018). Le terme *processus cryogéniques* dans ce contexte réfère à l'ensemble des mécanismes liés au gel et dégel qui peuvent mener à la mobilisation des sédiments.

Le gel saisonnier des sédiments peut être un facteur de déstabilisation, surtout dans les régions froides exposées à des périodes de cycles fréquents de gel et de dégel (Bernatchez et al., 2014; Gatto, 1995; Roland et al., 2021). Bernatchez et Dubois (2008) ont montré que les processus cryogéniques peuvent avoir une contribution importante à l'érosion côtière annuelle dans les régions tempérées froides, ce qui est contradictoire aux croyances persistante que les côtes sont majoritairement stables pendant les périodes hivernales quand elles sont protégées par la glace de rivage. Cependant, pendant la période de 1998-2003, 65 % de l'ensemble de l'érosion observée à Ragueneau, Québec, s'est produit pendant l'hiver. L'érosion était majoritairement induite par les processus cryogéniques subaériens (qui inclut la destruction de l'unité argileuse par la croissance de la glace de ségrégation au cours de plusieurs cycles de gel-dégel), suivi par la dessiccation et le sapement par les vagues. D'autres auteurs attribuent de 68 à 89 % de recul des falaises meubles sur les bords de lacs Michigan et Orwell, aux États-Unis, aux processus liés au dégel (Reid, 1985; Sterrett, 1980; Zwissler et al., 2016). Les sédiments fins sont particulièrement sensibles à la dessiccation, à la ségrégation de la glace, à la dégradation mécanique lors de cycles de gel et de dégel et aux coulées de boue (Bernatchez & Dubois, 2008).

La falaise de Rivière-Saint-Jean, composée de sédiments fins meubles, est aussi localisée dans une zone de climat froid. Cette région connaît typiquement des températures hivernales minimales de l'ordre de -19 à -8 °C (ECCC, 2022), et un pied de glace est généralement présent à Rivière-Saint-Jean entre décembre et avril (Corriveau et al., 2019). Cependant, l'hiver 2020-2021, relativement doux et essentiellement exempt de glace

côtière, illustre la façon dont les hivers dont les températures moyennes sont proches du point de congélation peuvent accroître l'érosion côtière dans ce type d'environnement.

## **1.2 APPROCHE MÉTHODOLOGIQUE**

Cette recherche est principalement basée sur les taux d'érosion mesurés sur le site d'étude de Rivière-Saint-Jean, sur la côte nord du golfe du Saint-Laurent, au Québec. Ces taux ont été mesurés dans un système d'information géographique à partir de modèles topographiques numériques dérivés de levés LiDAR répétés effectués entre 2015 et 2021. La période de levés la plus fréquente s'est déroulée entre novembre 2020 et avril 2021. Le gel et le dégel de la paroi de la falaise ont été mesurés in situ pendant cette période, et un modèle empirique développé par Boucher-Brossard et al., (2015) basé sur l'équation de Stefan a été utilisé pour étendre la chronologie du gel et du dégel en fonction des températures de l'air pour l'ensemble de la période étudiée.

Des données supplémentaires sur les caractéristiques des vagues, des tempêtes et les précipitations ont été utilisées pour contextualiser l'érosion au cours de cette période. Des caméras autonomes et des visites sur le terrain ont permis d'observer les modes d'érosion survenus au cours de l'hiver 2020-2021.

## **1.3 PRÉSENTATION DU MÉMOIRE**

Outre l'introduction, ce mémoire est organisé en deux principaux chapitres, commençant par une revue de la littérature concernant les processus d'érosion cryogéniques, suivi par l'expérience, les conditions observées et modélisées, une discussion des impacts des changements climatiques sur l'érosion hivernale dans les régions gelées de manière saisonnière. Les profils de l'évolution morphologique de la côte, le régime thermique de la falaise, et les conditions hydrométéorologiques sont inclus en annexe.

### *Chapitre 2 : Les concepts de gel et de l'érosion cryogénique des sédiments côtiers*

Survol des principes physiques du gel des sédiments, de son impact sur les propriétés physiques des sédiments fins et sur l'érosion des côtes meubles dans les milieux froids. Il inclut des sections sur le gel et l'altération cryogénique des sédiments, leurs impacts sur la

stabilité des pentes, sur la glace marine et côtière et les prévisions de changements climatiques qui pourraient être pertinentes.

*Chapitre 3 : “Seasonal coastal erosion patterns in Rivière-St.-Jean, Quebec : Comparing winters of prolonged freezing and repeated freeze-thaw”*

Description de la collecte des données, des résultats et de l'interprétation des taux d'érosion et des conditions environnementales observées au cours de la période d'étude et leurs implications dans le cadre du changements climatiques dans les décennies à venir. Il est présenté sous la forme d'un article scientifique.

#### *Conclusion*

Un résumé des conclusions de l'expérience et discussion de leurs implications dans le contexte régional et des changements climatiques.

#### *Annexe : Régimes thermiques observés*

Les profils de température de sols observés in situ entre novembre 2020 et février 2021, y compris les séries temporelles originales et interpolées et les diagrammes de corrélation croisée suggérant la sensibilité des sédiments aux changements de la température de l'air.

## **CHAPITRE II**

### **LES CONCEPTS DE GEL ET DE L'ÉROSION CRYOGÉNIQUE DES SÉDIMENTS CÔTIERS**

#### **2.1 INTRODUCTION**

Le gel et le dégel du sol sont produits par l'effet cumulé de plusieurs processus de transfert de chaleur, qui sont forcés par des apports de chaleur provenant de l'atmosphère et des domaines souterrains et de surfaces (Andersland & Ladanyi, 2004a). Ces forçages agissent sur une gamme de cycles spatiotemporels, allant du gel et dégel diurne ayant un impact sur les premières dizaines de centimètres à partir de la surface (Bernatchez et al., 2011; Matsumoto et al., 2010) et saisonniers avec un impact sur des profondeurs jusqu'à quelques mètres (Burn, 1998; Muller, 1947) aux forçages climatiques qui peuvent acter sur des périodes de centaines aux milliers d'années et des profondeurs maximales de plus d'un kilomètre (Matsuoka et al., 1998). La vitesse et les effets du gel-dégel des sédiments sont contrôlés par le gradient thermique et les propriétés thermiques et hydrauliques des sédiments (Harlan & Nixon, 1978; Lunardini, 1981a; Taber, 1930). Le gel et le dégel peuvent, à leur tour, avoir un effet physique sur les propriétés mécaniques du sol, ce qui peut déstabiliser les pentes et mener à l'érosion (Lawler et al., 1997; Swenson et al., 2006; Zoet & Rawling, 2017). Les sédiments fins sont particulièrement sensibles aux effets physiques du gel et du dégel qui peuvent causer l'altération mécanique (Gilpin, 1980; Michalowski & Zhu, 2006; Taber, 1929).

Les paysages périglaciaires sont ceux qui subissent des périodes de gel prolongées, qui produisent des terrains modifiés par le gel et dégel de leurs sols et des eaux souterraines (Pollard, 2018). Un tiers des côtes du monde se trouvent dans des climats arctiques et une proportion encore plus importante est affectée par des processus cryogéniques, soit de manière saisonnière ou pérenne (Kottek et al., 2006; Lantuit et al., 2013). Les *processus cryogéniques* dans ce contexte réfèrent à l'ensemble des mécanismes particuliers à ces milieux froids, liés au gel et dégel, qui peuvent mener à l'altération et la mobilisation des sédiments. Les milieux côtiers sont affectés par des processus thermiques et hydrodynamiques qui peuvent entraîner l'instabilité et l'érosion. Outre le gel des sédiments, la glace peut également s'installer sur la côte et avoir un impact sur les processus d'érosion (Dickie & Cape, 1974; Kempema et al., 2001). Les changements climatiques

pourront aussi avoir un impact sur les processus d'érosion côtière à l'avenir, y compris l'augmentation des températures moyennes de l'air (IPCC, 2021), les changements de niveaux d'eau (IPCC, 2021; James et al., 2014) et la réduction de la glace de mer (Manson et Solomon, 2007; Ruest et al., 2016).

## **2.2 PRINCIPES PHYSIQUES DU GEL DES SOLS**

### **2.2.1 Le transfert de chaleur dans les sols**

Le gel et le dégel se produisent lors des transferts de chaleur dues aux mouvements d'énergie d'une source vers un puits. Il y a plusieurs modes de transfert de chaleur, qui se distinguent par les interactions physiques des matériaux entre qui l'énergie est transférée. Les mécanismes principaux de transfert de chaleur de la surface du sol à travers la colonne de sédiments sont la conduction, l'advection et la radiation. Cependant, ce dernier est limité à la zone très proche de la surface du sol et n'est pas important en profondeur en dessous des températures d'environ 1000 °C (Harlan & Nixon, 1978).

La conduction se réfère au transfert de chaleur entre des particules des zones à haute énergie vers les zones à basse énergie sans l'implication des mouvements de masse et est le mécanisme principal de transfert de chaleur dans les sols (Harlan & Nixon, 1978). La vitesse de conduction de chaleur dans un sol est une fonction de sa conductivité thermique; comme les sols sont des mélanges de composants ayant des propriétés thermiques variés (par ex. des grains solides, de l'eau liquide, de la glace, les pores vides), leurs conductivités thermiques dépendent des facteurs tels que la granulométrie, la porosité, la teneur en eau et la lithologie (minéralogie) pour la roche et les sédiments (Lunardini, 1981a).

L'advection est un mécanisme de transfert de chaleur par le mouvement des fluides qui transportent l'énergie à travers un matériel. La magnitude du transfert d'énergie par l'advection dépend de la vitesse des flux de fluides, sa chaleur spécifique et sa densité (Harlan & Nixon, 1978). L'eau est un vecteur de chaleur dans les sols, soit par l'infiltration de la pluie ou les eaux de fonte ou les mouvements des eaux souterraines (Harlan & Nixon, 1978; Iijima et al., 2010; Mackay, 1983). Il y a aussi des gradients de pression induites par les gradients de chaleur autour des interfaces entre les zones gelées et non-gelées qui peuvent attirer les eaux et sont importantes à la croissance des lentilles de glace (Gilpin, 1979, 1980; O'Neill & Miller, 1985). La conductivité hydraulique d'un sol gelé varie par

température en fonction de sa granulométrie. Dans les sédiments plus fins, la croissance des lentilles de glace est possible sur une plus large (et froide) gamme de températures que dans les sédiments plus grossiers, parce qu'ils maintiennent leur porosité à des températures plus basses (Gilpin, 1980; Michalowski & Zhu, 2006; Penner, 1986).

La conduction et l'advection sont des mécanismes de transfert de chaleur sans changement de phase. Cependant, les sols gelés sont composés des particules solides et de pores remplis d'eau, des gaz et de la glace en équilibre, qui permet les mouvements d'eau et les changements de phase même à l'intérieur de la zone gelée (Ramos et al., 1996). Les changements de phase de l'eau à la glace, ou l'inverse, implique la libération ou l'absorption d'énergie par le matériel. La libération de cette énergie, la chaleur latente, lors de gel peut ajouter suffisamment d'énergie au système pour affecter le moment (Hall, 2004) et la profondeur de gel (Matsuoka et al., 1998). La teneur en eau peut contribuer à un effet d'inertie thermique telle que les sols plus humides nécessitant plus d'énergie pour modifier leur température et donc gèlent moins profondément (Frederick & Buffett, 2014; Matsuoka et al., 1998).

L'albédo de la surface, la couleur des sédiments et la minéralogie sont parmi les facteurs qui peuvent avoir une influence importante sur le gel et le dégel. L'albédo d'une surface correspond à la proportion de lumière réfléchi par cette surface. Les surfaces à faible albédo absorbent davantage l'énergie solaire et, par conséquent, maintiennent généralement des températures de surface plus chaudes que les surfaces à albédo élevé, qui réfléchissent mieux l'énergie (Coakley, 2003). L'albédo d'une surface est lié à des caractéristiques physiques telles que la couleur, l'humidité et la texture du matériel (Dickinson, 1983; Matthias et al., 2000). Une couleur plus foncée, une plus grande rugosité et une teneur en eau plus élevée sont associées à un albédo plus faible, car elles rendent la surface moins réfléchissante.

La minéralogie peut influencer la conductivité thermique, ainsi que la conductivité hydraulique qui régit le mouvement de l'eau dans les sols. En général, les sols plus organiques sont moins thermoconducteurs que les sols à forte teneur en minéraux (Bowden, 2010). Les types de minéraux et le granulométrie sont tout aussi importants. Les sédiments



plus fins sont plus susceptibles de présenter des impacts morphologiques du gel tels que la fissuration et la formation des lentilles de glace, en raison d'une plus grande capillarité qui attire l'eau vers le front de congélation et d'une plus grande cohésion. La granulométrie fine peut également contribuer à l'abaissement du point de congélation, ce qui signifie que les sédiments plus fins peuvent également dégeler à des températures légèrement plus basses (Bowden, 2010). Le gel des minéraux argileux est plus complexe en raison de leur superficie relativement importante, de leurs propriétés d'adhésion et de leurs tensions de surface (Andersland & Anderson, 1978; Zwissler et al., 2016).

### **2.2.2 La solution Stefan**

Un modèle conceptuel de la séparation entre la zone gelée et non-gelée d'un sol est la frange gelée, une zone où coexistent l'eau en trois phases et les particules solides (Gilpin, 1979, 1980; O'Neill & Miller, 1985). Une façon plus simple de la représenter sera comme une frontière dure entre le sol gelé et non-gelé, souvent associé à la profondeur de l'isotherme de température de gel d'eau (0 °C) (Lunardini, 1998; Neumann, ca. 1860; Stefan, 1891). La progression des ondes de gel et de dégel est liée à l'ajustement du profil de température en profondeur en réponse à un forçage environnemental, avec une vitesse modulée par les propriétés thermiques du médium. Le matériel entre la source de chaleur et un point en profondeur agit comme une résistance thermique avec une conductivité thermique caractéristique (Hinkel et al., 2001; Lachenbruch, 1994; Smith, 1990).

Les solutions de Stefan répondent à des questions de transfert de chaleur qui cherchent l'emplacement de l'interface entre deux phases (Lunardini, 1981b). La solution Stefan est une approche analytique qui se base donc sur les propriétés thermiques du sol et du développement d'un gradient thermique linéaire sous le forçage de la température à la surface, en utilisant le transfert de la chaleur par conduction et le changement de phase de l'eau interstitielle (Jumikis, 1966). Selon la solution Stefan, la profondeur de dégel à partir de la surface ( $z_f$ ) est calculée à partir de la conductivité thermique ( $k$ ), la densité de l'eau ( $\rho_w$ ), la chaleur latente de fusion ( $L$ ) et les températures de surface ( $T_s$ ) et d'une origine définie ( $T_o$ , souvent 0°C) en fonction du temps ( $t$ ) :

$$zf = \sqrt{\frac{2k}{L\rho_w}(T_o - T_s)t}$$

Cette solution traite le médium comme s'il était homogène et isotrope, avec des propriétés thermiques et physiques stationnaires (par ex. une teneur en eau constante et une densité de glace égale à la densité de l'eau) (Ramos et al., 1996). Le gel est abordé comme si le matériel était une substance pure et donc est supposé de se produire à une température fixe (Ramos et al., 1996). Elle suppose également des conditions à l'état d'équilibre, comme l'implique le gradient thermique linéaire. Bien que cela soit inexact en soi, étant donné qu'un front de gel en mouvement s'ajuste à des conditions de déséquilibre, on s'approche des conditions d'équilibre lorsque le rapport entre la chaleur sensible et la chaleur latente est faible, ce qui implique que le front de gel se déplace lentement (Kurylyk et al., 2014).

Il existe d'autres formes de l'équation Stefan pour employer des indices de température de l'air au lieu de la température de surface directement, avec un facteur de correction de surface pour faire la conversion (Andersland & Ladanyi, 2004a), ou avec des coefficients de correction intégrées pour prendre en compte les effets de la chaleur spécifique volumétrique (Aldrich & Paynter, 1966). Ces solutions sont appliquées à des problèmes tels que la prévision de l'étendue du pergélisol (Anisimov & Nelson, 1996; Nelson & Outcalt, 1987), la modélisation de son dégel estival (Nelson et al., 1997; Shiklomanov & Nelson, 2002; T. Zhang et al., 2005), ou les effets de gel et du dégel saisonnier sur l'érosion des falaises meubles (Boucher-Brossard et al., 2015).

### **2.2.3 Les impacts physiques du gel**

L'altération cryogénique est la décomposition mécanique liée au gel et dégel, surtout aux mouvements d'eau et la formation de la glace de ségrégation (Matsuoka & Murton, 2008; Taber, 1930; Walder & Hallet, 1985). Les mouvements des eaux de haute à basse pression entraînent des effets physiques qui peuvent altérer le substrat, y compris la perturbation de la fabrique, la dessiccation, l'accumulation et l'enlèvement de l'eau, et la formation de glace (Gilpin, 1980; Hallet et al., 1991).

La différence de température entre le front de gel et les sédiments non-gelés adjacents entraîne une différence de pression entre l'eau interstitielle et la glace, qui tire l'eau vers la glace pendant le gel (Harris & Davies, 2000; Morgenstern & Nixon, 1971). Ce gradient de pression hausse aussi la contrainte effective sur le substrat entourant la glace, qui a un effet de compactage (Harris & Davies, 2000). Entre la redistribution de l'eau, la perturbation par l'écoulement, la formation de glace et le compactage local, le gel peut avoir un impact important sur la structure et la cohésion des sédiments (Murton et al., 2006; Reid, 1985).

La granulométrie a un impact sur l'intensité de l'action cryogénique. Les sédiments fins favorisent une croissance lente de la glace à des températures inférieures à zéro, ce qui contribue à maintenir leur perméabilité hydraulique et permet la progression du front de gel (Gilpin, 1980; Michalowski & Zhu, 2006). Des grains plus grossiers favorisent une croissance plus rapide de la glace et une réduction plus rapide de la perméabilité hydraulique, ce qui arrête la progression de la glace plus tôt (Michalowski & Zhu, 2006; Taber, 1929). Cela rend les argiles sensibles à une exposition plus longue à l'action du processus cryogénique par rapport aux sables (Taber, 1929, 1930).

## **2.3 EXPRESSIONS DU GEL CÔTIER**

### **2.3.1 La ségrégation de la glace et la cryoclastie**

La glace de ségrégation se forme à partir de l'eau interstitielle qui s'agrège et gèle lors de la progression de l'onde de gel ou à partir des eaux qui migrent le long des différentiels de température vers le front de gel (H. M. French, 2007; Williams & Smith, 1989). La formation de glace se produit de préférence à la surface des sédiments et au front de gel (Murton et al., 2006; Taber, 1929). Certaines conditions intrinsèques et environnementaux contrôlent la formation de glace de ségrégation, y compris la granulométrie, la disponibilité d'eau et la magnitude des variations spatiales et temporelles de température. Selon les expériences extensives par Taber (1929), la granulométrie est le facteur limitant. La déformation lors du gel peut se produire dans des échantillons argileux, mais les sables (même très fins) ne produisent pas assez de force capillaire pour tirer l'eau vers le front de gel.

La ségrégation de glace peut engendrer la décomposition mécanique du substrat en forçant l'ouverture et l'extension de joints de stratification et des diaclases (Murton et al.,

2006). L'altération « préparatoire, » c'est-à-dire la déstructuration par le gel et la dessiccation, peut aussi augmenter le potentiel pour la ségrégation de glace en augmentant la conductivité hydraulique du substrat (Konrad & Seto, 1994). Le gel et le dégel répété peut exacerber la ségrégation de glace. Étant donné que le gel concentre l'eau dans les puits de chaleur (à la surface et au front de gel) et que la glace va se former par préférence là où il y a déjà une réserve d'eau, des cycles de redoux suivit par un gel rapide favorisent la formation de glace plus que dans les scénarios de gel en continu (Taber, 1929). De plus, les cycles de gel et dégel pompent l'eau vers et hors de fractures, qui crée une pression assez forte pour causer une dégradation mécanique du matériel (Murton et al., 2006).

Le gel peut également engendrer la décomposition mécanique du sol par la dessiccation lors des mouvements d'eau vers le front de gel. Quand l'eau est enlevée du substrat pour construire la glace, il y a une dessiccation et rétrécissement qui s'ensuit (Konrad & Seto, 1994). Certains minéraux argileux (les argiles gonflantes) sont particulièrement susceptibles aux changements de volume et par conséquent à la fissuration de dessiccation, et favorisent la cryoclastie (Lu et al., 2016).

### **2.3.2 Le thermo-dénudation et la solifluxion**

Le thermo-dénudation est le processus de dégel de la surface sous l'effet de températures ambiantes chaudes et du rayonnement solaire (Aré, 1988). Les modifications des propriétés physiques des sédiments associées au dégel peuvent conduire à l'instabilité et à l'affaissement dû à la gravité (Bragar et al., 2022; Lantz & Kokelj, 2008; Volpano et al., 2020). Comme la congélation attire souvent l'eau vers le front de gel et peut s'accompagner d'une croissance de la glace, l'excès d'eau sous forme de glace peut également être libéré pendant le dégel (Williams & Smith, 1989). La présence d'eau de fonte résultant de la thermo-dénudation favorise la solifluxion et le développement de coulées boueuses (Günther et al., 2013).

La solifluxion est l'entraînement plutôt lent des sédiments en bas de pente par de l'eau en excès, parfois nommé la gélifluxion quand ces eaux proviennent de la fonte de glace (Harris et al., 1993; Washburn, 1979). La version à petite-échelle spatiale est la fonte de glace de ségrégation, souvent un produit saisonnier qui est détruit pendant la hausse des températures printanières. Aux échelles plus grossières, les glissements de fonte se

produisent lors de l'exposition de la glace massive dans une paroi suivit par son ablation rapide jusqu'à son épuisement ou recouvrement par le sédiment qui l'isole contre d'autre fonte (Burn & Lewkowicz, 1990; Lantuit & Pollard, 2008). La solifluxion peut aussi être associée à l'expulsion de l'eau en excès pendant l'affaissement qui suit l'expansion des sols et la prise d'eau pendant la période de gel (McRoberts & Morgenstern, 1974).

### **2.3.3 La thermo-abrasion des côtes**

La thermo-abrasion est un processus à la fois thermique et mécanique qui érode les côtes gelées par la combinaison (1) du dégel des sédiments associé au transfert de chaleur dû aux différences de température entre l'eau de mer et les sédiments gelés et (2) de la mobilisation de ces sédiments dégelés par l'impact physique des vagues (Kobayashi, 1985). Cela dit, le dégel au contact de l'eau, sans forte action des vagues, peut tout de même être suffisant pour provoquer l'érosion des falaises (Wobus et al., 2011). L'érosion de la base de la falaise peut former une encoche, puis une niche thermo-érosionnelle, menant par la suite à la rupture du matériau sus-jacent et à l'exposition du substrat frais aux forces érosives (Kobayashi, 1985). La thermo-abrasion est donc liée aux périodes sans la glace côtière coïncident avec des sédiments gelés exposés aux éléments extérieurs.

La combinaison de l'altération cryogénique et l'action des vagues peut être un agent d'érosion plus efficace que l'action des vagues seule. Les argiles, par exemple, peuvent être résistantes à l'abrasion mécanique à l'état non-gelé (Bernatchez & Dubois, 2008; Lavallée, 1993). Cependant, les argiles qui ont été fragilisées par le gel sont sensibles au sapement des vagues (Bernatchez & Dubois, 2008). Sur les falaises silto-sableuses des Grands Lacs, l'érosion par les vagues la plus efficace est observée au printemps, en raison de l'augmentation saisonnière de l'activité des vagues combinée à la réduction de la résistance des sédiments associée au dégel (Volpano et al., 2020).

### **2.3.4 Le complexe glaciaire côtier**

Le complexe glaciaire côtier (CGC) ou en anglais le nearshore ice complex (NIC) introduit par Seibel (1976) est formé du pied de glace et de la banquise côtière ancrée à la côte (Barnes et al., 1993; Forbes et al., 2002). Il est caractérisé par des cordons de haut-relief et bas-relief qui sont souvent collés au fond sur des barres sédimentaires. Le CGC se construit en quatre étapes : (1) la formation de frasil et leur concentration vers la côte par

les vagues et les courants (2) la migration de la glace flottant vers la zone de déferlement, (3) l'augmentation de la masse de glace par l'accumulation des fragments de glace, du frasil, des sédiments et aérosols gelés et (4) la descente dans la colonne d'eau et l'expansion latérale et verticale de la masse de glace qui s'accélère au fur et à mesure que la glace s'accumule (Seibel et al., 1976).

Dans les milieux où la hauteur d'impact de vagues sur la côte est un contrôle important sur l'érosion, par exemple sur des falaises meubles (Brown et al., 2005), la glace côtière peut être une présence protectrice (Volpano et al., 2020). Inversement, il y a souvent une augmentation d'érosion côtière dans les années avec peu de glace (BaMasoud & Byrne, 2012; Dickie & Cape, 1974; Wobus et al., 2011). Des études à long terme d'érosion côtière sur la mer Laptev montrent une corrélation entre l'érosion annuelle et la glace de mer hivernale ainsi que l'Oscillation Arctique (Nielsen et al., 2020). Le CGC peut aussi servir comme vecteur de transport des sédiments vers le large par entraînement (Aré et al., 2008; Bernatchez & Dubois, 2008; Kempema et al., 2001). De plus, la glace déplace l'énergie des vagues qui auront déferlé sur la plage, causant un affouillement du fond marin juste au large du CGC (Bajorunas & Duane, 1967; Barnes et al., 1993). Barnes et ses collègues (Barnes et al., 1993, 1994; Reimnitz et al., 1987) ont démontré que dans les environnements arctiques et tempérés, la glace contribue directement à l'érosion du littoral et que le volume de sédiments qu'elle enlève au niveau annuel est égale au volume fourni par l'érosion.

### **2.3.5 Les implications pour l'érosion côtière**

La stabilité d'une pente est souvent décrite par rapport à la fraction de la résistance au cisaillement nécessaire pour maintenir une pente à l'équilibre (Bishop, 1955). L'instabilité de pente devient plus probable quand la force de gravité dépasse les forces résistantes (la friction, la cohésion, etc.), soit par un changement dans les forces résistantes ou une augmentation de la pente. La résistance d'un substrat est influencée par de nombreux facteurs, qui inclut la texture, la teneur en eau, la densité volumétrique, l'imbrication des grains, tout ce qui peut être modifié par le gel et dégel (Van Vliet-Lanoë, 1998). Le gel peut aussi augmenter la résistance des sédiments de manière temporaire,

permettant des pentes suraccentuées par rapport à l'angle de repos des mêmes sédiments en état non-gelé (Hill & Solomon, 1999).

Les modifications géotechniques engendrées par le gel (surtout dû au déplacement de l'eau dans la colonne de sédiments), par exemple la dessiccation, les changements dans la résistance de cisaillement ou des perturbations de la fabrique et de la structure des sédiments par la glace de ségrégation, peuvent déstabiliser le système de la falaise (Zoet & Rawling, 2017). La variabilité de température est donc considérée comme une force déterminante dans les processus d'altération et d'érosion dans les régions froides (Hall, 1999).

L'altération cryogénique est généralement considérée comme un processus préparatoire à l'érosion, parce qu'elle affaiblit le matériau (Lawler et al., 1997; Swenson et al., 2006). La glace de ségrégation peut également créer des plans de faiblesse où se produit un cisaillement, entraînant le détachement de blocs de sédiment de la falaise (Bernatchez & Dubois, 2008; Hoque & Pollard, 2016). La glace peut également agir comme un ciment entre des morceaux de matériaux, par exemple la ségrégation de glace et des polyèdres d'argile cohésive, qui sont susceptibles de s'effondrer une fois que la glace qui les tient ensemble dégèle (Bernatchez & Dubois, 2008). Tel qu'indiqué précédemment, la thermo-abrasion de la base de la falaise peut également mener à l'effondrement du matériau sus-jacent une fois que le surplomb devient trop important pour être soutenu (Hoque & Pollard, 2016).

Le dégel des sédiments se produit lorsque la température ambiante est supérieure à 0 °C, mais il peut aussi être produit par la chaleur du rayonnement solaire direct même si la température de l'air est très basse (Bernatchez & Dubois, 2008; Gatto, 1995). L'impact du rayonnement solaire peut être suffisamment important pour que, sur une falaise d'argile marine sur la rive nord de l'estuaire maritime du Saint-Laurent, Bernatchez et Dubois (2008) ont remarqué que même à des températures ambiantes inférieures à - 20 °C, le rayonnement solaire direct pouvait dégeler les sédiments jusqu'à une profondeur de 10 cm dans la paroi. Ce mode de dégel peut être particulièrement efficace pour les sédiments à faible albédo, de couleur foncée ou à forte teneur en eau (Dickinson, 1983; Matthias et al.,

2000). Ce dégel peut mener à la chute de petits morceaux de matériaux, au déclenchement de ruptures plus importants, ou à des écoulements d'argiles ramollies (Bernatchez & Dubois, 2008).

### **2.3.6 L'érosion côtière en lien avec les processus cryogéniques**

Dans l'Arctique, les processus liés au dégel tels que la thermo-abrasion et la thermo-dénudation sont les principales causes de l'érosion côtière (Aré et al., 2008; Gubar'kov et al., 2008). Ces processus cryogéniques et d'autres, tels que les changements dans la résistance des sédiments et la ségrégation de la glace, peuvent également contribuer à l'érosion dans les environnements gelés de façon saisonnière, mais seulement pendant la partie de l'année où le gel se produit.

La thermo-abrasion se produit lorsque les sédiments gelés dégèlent en contact des eaux côtières et sont enlevés de la base de la falaise par les courants et l'impact des vagues, ce qui peut entraîner la formation d'une encoche. Ce creux se développe jusqu'à le poids des sédiments sus-jacents soit trop important et qu'ils se détachent de la falaise (Kobayashi, 1985). Ce phénomène a été largement rapporté dans les régions de pergélisol, mais peut également se produire dans des environnements gelés de manière saisonnière (Bernatchez et al., 2014; Bernatchez et al., 2021; Hoque & Pollard, 2016; Ravens et al., 2012). Un aspect important de la thermo-abrasion de la base des falaises est qu'elle nécessite un contact entre la falaise et les eaux côtières ; autrement dit, elle ne se produit que lorsque la glace côtière n'empêche pas l'eau d'atteindre la paroi de la falaise.

Comme indiqué, la thermo-dénudation peut conduire à l'affaissement et à la solifluxion des pentes et entraîner un recul important du sommet des falaises (Günther et al., 2013). Les sédiments cohésifs peuvent être affaiblis par le gel et le dégel, en particulier après plusieurs cycles (Gatto, 1995; Matsuoka, 2001). Le gel et le dégel subaériens ont également un impact sur la croissance et la destruction de la glace. La formation de la glace au sein des sédiments peut servir comme source d'eau qui crée des coulées de boue lors du dégel ou de plan de rupture à l'intérieur de la paroi (Hoque & Pollard, 2009; Lantuit & Pollard, 2008). Le dégel de glaces massives peuvent entraîner des coulées de boue, comme indiqué précédemment. Dans l'Arctique, cela peut produire des glissements rétrogressifs



lors du dégel qui sont caractéristiques des paysages de pergélisol riches en glace (Lantuit & Pollard, 2008).

Dans les sédiments fins qui sont sujets à la fissuration par dessiccation et à la formation de glace de ségrégation, les amas de sédiments qui sont isolés par des lentilles de glace peuvent se détacher une fois que la glace qui les maintient ensemble dégel (Bernatchez & Dubois, 2008; Corriveau et al., 2019). Même sans dégel, un cisaillement le long des lames de glace peut également se produire et entraîner le détachement des plaques de sédiments de la paroi (Bernatchez & Dubois, 2008).

## **2.4 LES CHANGEMENTS CLIMATIQUES**

### **2.4.1 La caractérisation des cycles thermiques saisonniers**

Une des classifications de région climatique la plus répandue est celle de Köppen-Geiger, qui définit les régions froides comme des endroits qui subissent des températures minimums inférieures à 0 °C (Beck et al., 2018; Belda et al., 2014; Kottek et al., 2006). Pour la plupart, les régions froides ont une saisonnalité qui permet des températures estivales supérieures à 0 °C. Outre les cycles thermiques saisonniers, les régions froides subissent souvent des cycles de gel et de dégel (l'observation des températures maximums supérieures à 0 °C et minimums inférieures à 0 °C) journaliers surtout pendant les périodes de transition estivale-hivernale. Même pendant les journées de températures ambiantes très froides, les surfaces peuvent atteindre des températures plus chaudes dû au rayonnement solaire direct.

Les cycles thermiques annuels sont caractérisés par des régimes thermiques saisonniers, souvent en termes de température de l'air ou du sol. Comme les températures ambiantes sont relativement facilement acquises, elles sont souvent utilisées pour caractériser les régimes thermiques saisonniers, surtout en termes de degrés-jours de gel et de dégel (Boucher-Brossard et al., 2015; Gatto, 1995). Les indices et seuils utilisés pour distinguer les saisons sont définies de manière variée; deux exemples sont décrits dans le tableau 1. Gatto (1995) suggère qu'un point de départ adéquat pour la saison de gel (quand on commence à cumuler les degrés-jour) est quand les températures ambiantes moyennes sont en dessous de 0°C pendant cinq jours consécutifs. Dans des régions tempérées, cependant, cette condition n'est pas toujours atteinte malgré que l'action cryogénique soit

évident sur le terrain. Zwissler et al. (2016) ont essayé plusieurs méthodes alternatives pour quantifier l'effet de gel et de dégel basé sur les températures de l'air et ont trouvé que les indicateurs les plus utiles étaient le nombre de jours de gel et le nombre de cycles de gel-dégel.

*Tableau 1. Deux définitions des régimes thermiques annuels selon les températures de l'air (Bernatchez et al. 2014) et du sol (Outcalt & Hinkel 1996).*

| Saison    | Bernatchez et al. (2014)  | Outcalt & Hinkel (1996)  |
|-----------|---|--|
| Été       | « Sans gel »<br>- Aucune température négative enregistré  | « Couche active »<br>- Fort gradient de température entre la surface et le fond de la couche active  |
| Automne   | « Refroidissement A »<br>- Températures négatives soutenus pendant quelques heures seulement<br><br>« Refroidissement B »<br>- Températures moyennes négatives enregistrés              | « Période zéro »<br>- Températures près de 0°C<br>- Gel lent provenant des surfaces haut et bas, inhibé par la libération de chaleur latente de fusion |
| Hiver     | « Froid »<br>- Températures maximums négatives<br>- Peut comprendre des redoux ou périodes brèves de températures moyennes positives  | « Gel »<br>- Commence après le regel complet de la couche active   |
| Printemps | « Réchauffement A »<br>- Températures maximums positives et minimums négatifs suivant souvent le rythme diurne-nocturne<br><br>« Réchauffement B »<br>- Températures moyennes positives | « Fonte des neiges »<br>- L'infiltration des eaux favorise le dégel rapide   |

#### 2.4.2 Les conditions météorologiques et thermiques

De manière mondiale, les températures moyennes de surface terrestre en 2011-2020 était plus haute de 1 °C par rapport aux années 1850 à 1900, une différence attribuable à la contribution anthropique des gaz à effet de serre à l'atmosphère (IPCC, 2021). On a

également vu une augmentation des précipitations depuis 1950, et une accélération probable de la vitesse d'augmentation depuis les années 1980 (IPCC, 2021). Dans ces derniers 40 ans, les tempêtes de latitude moyenne montent de plus en plus vers les pôles (IPCC, 2021).

Les hivers plus doux au début du 21<sup>e</sup> siècle que dans les décennies précédentes ont mené aux sols gelés moins profondément et aux températures plus chaudes, qui nécessitent donc moins d'énergie thermique pour dégeler les sols (Belova et al., 2017). Les simulations de Zhang et al. (2008) sur l'évolution du pergélisol au Canada suggèrent une expansion de l'étendue des poches de sols non-gelés (les *taliks*) qui existent entre le pergélisol et la limite de gel saisonnier, ou au sein du pergélisol même. Cela impliquera des tendances de gel et dégel saisonnière de plus en plus dans les régions de hautes latitudes, car le gel de surface sera sous-tendu par du sol non-gelé, malgré la persistance du pergélisol en profondeur.

### **2.4.3 Les niveaux d'eau**

Le niveau moyen de la mer mondial a augmenté de 20 cm entre 1901 et 2018, et la hausse du niveau marin s'est accélérée au cours de cette période en raison de l'influence humaine (IPCC, 2021). Le niveau de la mer continuera à s'élever dans tous les scénarios d'émission de gaz à effet de serre pendant des centaines voire des milliers d'années en raison du réchauffement en profondeur des océans et de la fonte des calottes glaciaires (IPCC, 2021).

En plus de la hausse eustatique des océans, les mouvements verticaux de la croûte terrestre viennent modifier les variations du niveau marins relatifs. Sur la côte nord du golfe du Saint-Laurent, par exemple, les mesures d'élévation au marégraphe de Sept-Îles, Québec, entre 1993 et 2011 indiquent que le mouvement vertical du sol est d'environ 5 mm par an ((Han et al. 2013)). Les données altimétriques recueillies par télédétection montrent un taux moyen de hausse du niveau de la mer dans le golfe de l'ordre de 0 à 2 mm par an.

Le niveau de l'eau côtière est influencé par les marées et les vagues provoquées par le vent. Les variations du niveau de l'eau, dues par exemple à la hausse du niveau de la mer ou aux ondes de tempête, peuvent avoir un impact sur le niveau d'eau à la côte et donc

sur l'érosion côtière, comme l'indique les études sur l'érosion des falaises sur le bord des Grands Lacs de l'Amérique du Nord (par ex. Brown et al. 2000; 2005; Volpano 2020). Brown et ses collaborateurs (Brown 2000, Brown et al. 2005) ont trouvé que la hauteur effective des vagues est un contrôle important de l'érosion des falaises côtières. La « hauteur effective » est la hauteur de l'eau au-dessus de la base de la falaise, qui représente la combinaison de l'élévation de déferlement de vagues (*runup*), la hauteur ajoutée par la force du vent sur l'eau (*setup*) et de l'élévation de l'eau calme au-dessus de la base de la falaise. Quand les niveaux d'eau sont plus bas, la hauteur effective des vagues l'est aussi, et les falaises sont moins affectées par le déferlement des vagues (Volpano et al., 2020).

#### **2.4.4 La glace marine**

La glace peut isoler le milieu qu'elle recouvre (par ex., l'eau ou les sédiments de fond) contre les transferts de chaleur avec l'air, ce qui est un élément important dans la boucle de rétroaction positive entre la réduction de glace marine et l'augmentation de la température ambiante locale, dénommé l'effet d'isolation par la glace de mer (Burt et al., 2016; Higgins & Cassano, 2009). Le couvert de glace isole l'air de la surface contre la température modérée de l'eau liquide, ce qui permet à l'air de garder une température beaucoup plus froide que le point de congélation de l'eau de mer (Burt et al., 2016). Plus la glace est épaisse et répandue, le mieux qu'elle isole contre les interactions air-eau (Burt et al., 2016). Avec la présence de la glace, les anomalies de température de l'air sont soutenues, au lieu d'être dissipées par le transfert de chaleur avec l'eau libre (Dahlke et al., 2020). Les eaux libres permettent l'échange de chaleur sensible entre l'eau de surface et l'air près de la surface, et favorisent aussi une augmentation locale de l'humidité dû à l'évaporation, qui va finir par condenser et précipiter dans l'atmosphère, libérant de la chaleur latente (Alexander et al., 2004; Higgins & Cassano, 2009).

Dans le golfe du Saint-Laurent, il y a eu une diminution de l'accumulation totale et de la durée de glace depuis les années 1990 (Forbes et al., 2002). Cette tendance est aussi observée dans les Grands Lacs de l'Amérique du Nord, où, malgré une forte variabilité inter-annuelle liée aux cycles de circulation océan-atmosphère (Wang et al., 2012), il y a eu une diminution moyenne de 70 % de l'aire de surface de la glace et une durée plus courte par 0,4 à 1 jour par année entre les années 1970 et 2010 (Mason et al., 2016).

La présence de glace de mer au large a un effet important dans l'atténuation des vagues en limitant le fetch; entre 1981 et 2010, la glace de mer a réduit le 99<sup>e</sup> percentile des hauteurs de vagues significatives par 12 % dans le golfe du Saint-Laurent (Ruest et al., 2016). Cependant, sous les conditions RCP8.5, l'atténuation des vagues par la glace de mer sera négligeable dans cette région à partir de l'année 2100 (Ruest et al., 2016).

#### **2.4.5 La glace côtière**

La glace côtière peut protéger la côte contre l'action mécanique des vagues et peut constituer un tampon contre les fluctuations de la température de l'air pour les sédiments recouverts (Corriveau et al., 2019; Scrosati & Eckersley, 2007). À partir d'observations in situ de la présence de glace sur les côtes meubles autour de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent, Corriveau et al. (2019) ont conclu qu'une couverture de glace d'au moins un quart de l'étendue typique de la glace sur le haut estran est suffisante pour atténuer le forçage hydrodynamique sur la côte. Dans le cadre des modèles océaniques régionaux simulant les conditions des scénarios SRES A2 et RCP8.5 du GIEC, les modèles empiriques de la couverture de glace côtière sur le haut estran prévoient une réduction moyenne de 19 % à 58 % de la saison glacielle pour l'horizon 2055 (Corriveau et al., 2019). Par exemple, à Rivière-Saint-Jean sur le côté nord du Saint-Laurent, ils prévoient qu'au milieu du 21<sup>e</sup> siècle (2041-2070), le littoral sera exposé à l'action des vagues pendant sept semaines de plus par rapport à la période 1981-2010.

#### **2.5 CONCLUSION**

Le transfert de chaleur à travers les sédiments peut se faire par la conduction, l'advection et/ou le transfert de la chaleur latente lors du changement de phase (Harlan & Nixon, 1978). Les sols gelés peuvent contenir de l'eau dans toutes les phases et donc chacun de ces modes de transfert de chaleur est possible. Étant donné que le gel et le dégel peuvent réduire la résistance d'un matériau, il s'agit d'un facteur important à prendre en compte lors de l'étude de l'érosion côtière dans les milieux gelés, que ce gel soit saisonnier ou pérenne. Les solutions analytiques pour calculer la pénétration des fronts de gel et de dégel dans la colonne de sédiments, comme l'équation de Stefan, peuvent être des outils utiles pour comprendre l'étendue spatiale des impacts de la cryogénie dans des conditions environnementales connues et prévues (par ex. Anisimov & Nelson, 1996; Boucher-Brossard et al., 2015; T. Zhang et al., 2005).

Le gel des sédiments implique les mouvements et changements de phase de l'eau, qui peut être observé comme la croissance des lentilles de glace, la dessiccation et la libération des eaux en excès lors du dégel (Bernatchez & Dubois, 2008; Gatto, 1995; Murton et al., 2006), qui ont tous un effet sur la structure et la résistance du sol et par extension la stabilité d'une falaise (Qi et al., 2008; Roland et al., 2021; Volpano et al., 2020). La sensibilité à l'altération cryogénique est contrôlée par le gradient de température et la disponibilité d'eaux, avec un contrôle global par les caractéristiques du substrat, surtout sa granulométrie et sa structure (Nelson & Outcalt, 1987; O'Neill & Miller, 1985; Taber, 1929).

Les eaux côtières dans les milieux gelés peuvent également être importantes pour l'érosion. L'eau libre en contact avec des sédiments gelés peut engendrer la thermo-abrasion de la base de la falaise, ce qui peut déclencher une rupture de la pente si une niche suffisamment grande se développe (Kobayashi, 1985). La glace côtière peut, à l'inverse, protéger la falaise de l'impact des vagues (BaMasoud & Byrne, 2012; Volpano et al., 2020; Wobus et al., 2011), tout en ayant un effet érosif au large (Aré et al., 2008; Bajorunas & Duane, 1967; Barnes et al., 1993).

Les changements climatiques affecteront les conditions environnementales à l'origine de l'érosion cryogénique. Des températures plus élevées et donc des hivers plus courts réduiront probablement l'exposition des sédiments côtiers aux processus cryogéniques (IPCC, 2021). Cependant, cela s'accompagnera de changements dans le régime des glaces de mer, en particulier de saisons d'eau libre plus longue et d'une atténuation moindre de vagues, ce qui rendra la côte plus vulnérable aux attaques mécaniques pendant la saison froide (Forbes et al., 2002; Ruest et al., 2016). Il est donc nécessaire de comprendre les impacts du gel et du dégel sur les systèmes côtiers afin d'anticiper leur réponse aux changements climatiques.

**CHAPITRE III**  
**VARIABILITÉ SAISONIÈRE DE L'ÉROSION CÔTIÈRE À**  
**RIVIÈRE-SAINT-JEAN, QUÉBEC: UNE COMPARAISON DES HIVERS**  
**DE GEL PROLONGÉ ET DES HIVERS DOUX**

**3.1 RÉSUMÉ EN FRANÇAIS DE L'ARTICLE**

Cet article est intitulé « *Seasonal coastal erosion patterns in Rivière-St.-Jean, Quebec, 2016-2021: comparing winters of prolonged freezing and of repeated freeze-thaw* ». En tant que première auteure, j'ai contribué à la collecte des données entre 2020 et 2021, au traitement et à l'analyse des données, ainsi qu'à la rédaction. Le professeur Pascal Bernatchez a aussi participé aux campagnes de terrain 2016-2021 ainsi qu'avec le professeur David Didier aux développements de questions de recherche, au développement de la méthodologie, et à la révision de l'article.

# SEASONAL COASTAL EROSION PATTERNS IN RIVIÈRE-ST.-JEAN, QUÉBEC, 2016-2021: COMPARING WINTERS OF PROLONGED FREEZING AND REPEATED FREEZE-THAW

## 3.2 INTRODUCTION

Clay coasts occur in many previously glaciated regions, including in Scandinavia, Russia, and parts of eastern Canada and United States including the North American Great Lakes and the Gulf of St. Lawrence (Castedo et al., 2013; Torrance, 1983). These settings experience relatively rapid coastal erosion, which is expected to be exacerbated under climate change due to sensitivity to environmental conditions such as sea level rise and precipitation patterns (Brown, 2000; Roland, 2020; Trenhaile, 2010). In cold areas (or “snow climate zones”), additional cryogenic process resulting from freezing conditions (Bernatchez & Dubois, 2008; Roland, 2020) and reduced sea ice cover and duration (Barnhart et al., 2014; Ogorodov et al., 2020) can have a considerable contribution to coastal evolution.

Coastal regions are subject to both subaerial and hydrodynamic processes which may act as destabilizing agents, by some combination of an increase in downslope strain or reduction of material strength. Subaerial freezing can weaken material by changing the sediment fabric and by drawing water towards the freezing front, resulting in drying and contraction (Andersland & Ladanyi, 2004b). Pore water which was concentrated in segregation ice is released during thawing periods, and the resulting reduction in material strength can facilitate mass failures. Sediments which are mechanically broken down by freeze-thaw cycles, or *cryoclastics*, can be a major component of the eroded volume in cold-temperate regions (Boucher-Brossard et al., 2015; Zwissler et al., 2014). In temperate settings, winter erosion associated with freeze-thaw conditioning can result in greater winter than summer erosion, despite continuous precipitation and storm activity throughout the year (Manson, 2002).

In most coastal settings, hydrodynamic conditions are among the most important controls on shoreline evolution (Brown, 2000; Nielsen et al., 2022; Sallenger, 2000). Abrasion by wave impact on the shore can cause mechanical erosion, and longshore and cross-shore currents can mobilize sediments offshore or move them to be redeposited elsewhere in the nearshore system. In many cold regions, the formation of a shorefast



icefoot and/or bottomfast ice, together comprising the Nearshore Ice Complex (NIC), is a regular winter occurrence (Barnes et al., 1994; Seibel & Rossman, 1986). The NIC is recognized as both a limiting agent of shoreface erosion and an erosive agent in its own right (Aré, 1996; Barnes et al., 1993; Kempema et al., 2001; Wobus et al., 2011). Corriveau et al. (2019) observed that ice cover of at least 25 % of the “normal” upper foreshore icefoot extent is sufficient to limit hydrodynamic forcing on the cliff.

The clayey silt cliff at Rivière-Saint-Jean, Québec, retreat by an average of 2.2 m/a (1948-2017), of which 68 % has been attributed to cryogenic processes (Bernatchez et al., 2021). The presence of an icefoot typically protects the coast from wave action in the winter, and cliff retreat is attributed to repeated freeze-thaw cycles and segregation ice growth which cause the clay to contract, dry, and fracture (Bernatchez & Dubois, 2008). In the winter of 2020-2021, no stable icefoot formed at Rivière-Saint-Jean, a rare occurrence in the past two decades of monitoring (Bernatchez et al., 2021). This exceptional year permits investigation of the proportional importance of subaerial and hydrodynamic processes to total winter erosion of the clay cliff at Rivière-Saint-Jean. To answer this, we:

1. use repeated LiDAR surveys to quantify the shoreline evolution in terms of planimetric and volumetric change;
2. use measured and empirically modelled freezing and thawing front depths to quantify the material losses related to cryogenic processes;
3. combine the sub-seasonal erosion rates, freeze-thaw depths, and hydrodynamic conditions to compare winter erosion trends in years with and without a stable icefoot.

### **3.3 METHODOLOGY**

#### **3.3.1 Study area**

Rivière-Saint-Jean is located on the north shore of the Gulf of St. Lawrence, Québec, Canada (Figure 1). The study area is 700 metre-long section of southwest facing unconsolidated sedimentary cliff backing a narrow sandy beach. The landcover alternates between forest and peat bog. Cliff height varies between 3 and 13 m above the beach level.

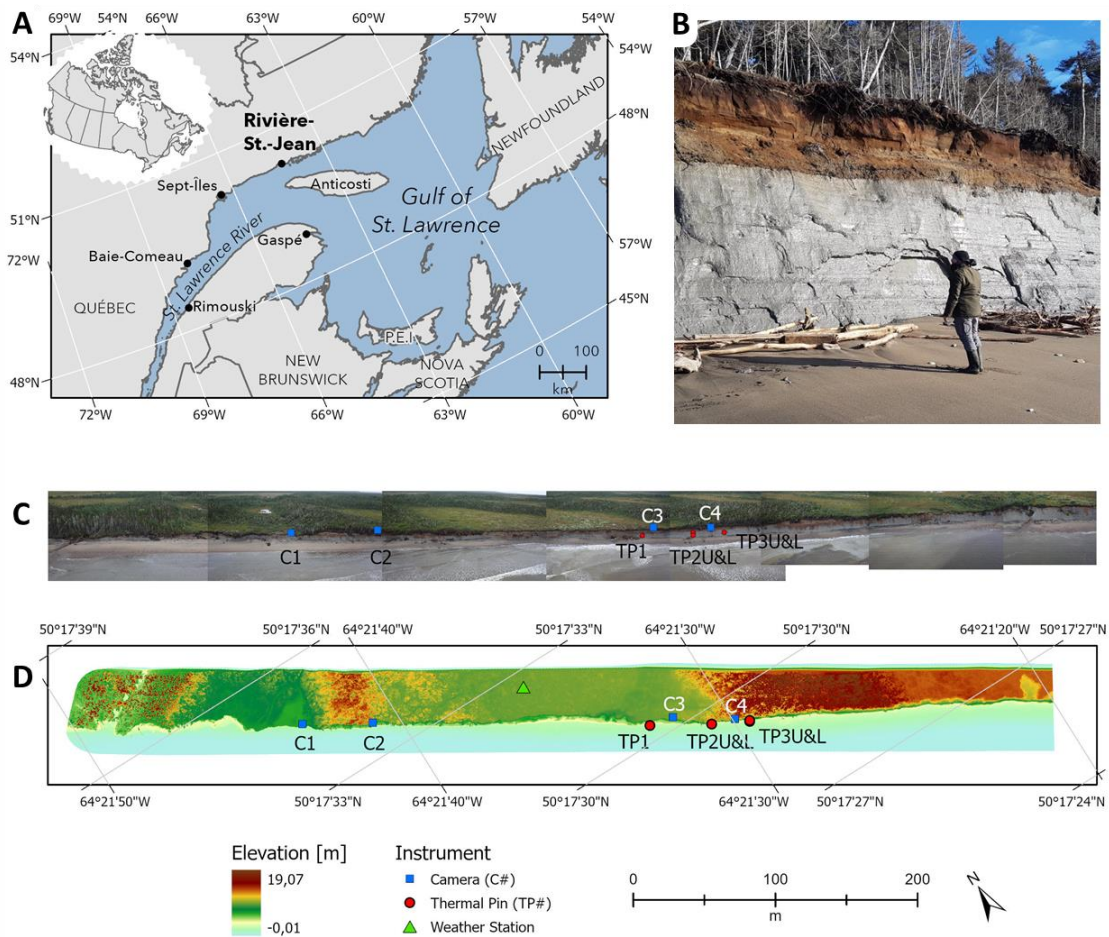


Figure 1. Regional location of the study area (A), photograph taken near camera 4 (B: 2020-11-17), and instrument location shown over aerial photos (C: 2021-09-07) and topography (D: 2020-12-12).

Three units are exposed in the cliff face; post-glacial Quaternary prodeltaic clayey silt, littoral and fluvial stratified sands, and an organic unit. The relative unit thicknesses vary laterally, based on the ancient channels and floodplain of the Saint-Jean river (Boucher-Brossard, 2012; Dubois, 1979).

### *Oceanographic setting*

The study site has a maximum fetch to the west-south-west of approximately 230 km and minimum fetch of 40 km from the south due to shelter from Anticosti Island (Figure 1). The orientation of the beach towards the southwest limits wave attack from the east.

Longshore drift is primarily towards the southeast, creating gravel and sand spits across the mouth of the Saint-Jean River.

The nearest Canadian Hydrographic Service tide gauge is 24 km to the east in Mingan. The site experiences semidiurnal tides with a mean period of 12.3 hours, and mean range of 1.3 m which goes up to 2.4 m during spring tides (Canadian Hydrographic Service, 2022). Water level reaches the base of the cliff during high tides. Wave measurements 3.7 km offshore of nearby Longue-Pointe-de-Mingan (6.5 km east of the study site) collected by a Nortek Acoustic Wave and Current Profiler (AWAC) indicate a mean significant wave height of 0.8 m and mean peak-energy period of 5.1 s (2016-2022).

Sea ice formation in the St. Lawrence gulf offshore of Rivière-Saint-Jean typically begins in December and is present until late March (CIS, 2014 - 2019). An icefoot typically forms on the shoreface in December and remains until April (Bernatchez et al., 2014).

#### *Climatic and meteorological setting*

Rivière-Saint-Jean is in the *Dfc* (snow climate-fully humid-cool summer and winter) Köpper-Geiger climate zone (Kottek et al., 2006). The nearest station reporting climate normals is at Rivière-au-Tonnerre, 30 km to the west (Government of Quebec station 704FEG0). The coldest month is January, when on average the temperatures fall in the range of -19 to -8 °C, compared to the hottest month July when temperatures range between 10 and 19 °C (ECCC, 2022). The mean total annual precipitation is 1094 mm, the monthly average ranging from 58 mm in February to 121 mm in October. Approximately 77 % of the total precipitation arrives as rainfall, mostly between April and November. Snowfall occurs between November and April, with maximum average snowfall in December and January (57 cm) and maximum average snow depth in March (56 cm).

#### *Instrumentation and monitoring*

Rivière-Saint-Jean is a long-term monitoring site with a weather station and time-lapse cameras on land, and acoustic wave and current profiler sensors recording offshore water levels and wave conditions. Additional temperature loggers, described below, were deployed for this project.

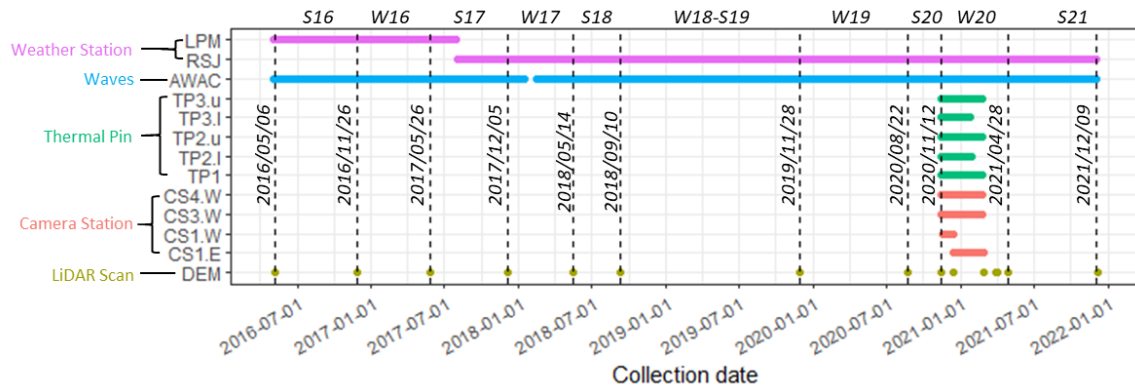


Figure 2. Timeline of data collection, including meteorological data from weather stations at Longue-Pointe-de-Mingan (LPM) and Rivière-Saint-Jean (RSJ), wave conditions collected by an offshore Acoustic Waves And Current profiler (AWAC), ground thermal profiles collected by thermal pins, time-lapse photography, and elevation data collected by LiDAR scan.

Although other authors (eg. Bernatchez et al. 2021) have used air temperature values to define seasonal limits, for the purpose of aligning the analysis with data collection dates (Figure 2), the summer and winter periods were divided at the beginning of May and November each year.

### 3.3.2 Shoreline evolution

Light Detection and Ranging (LiDAR) surveys were performed to create topographic models of the study area. These were collected by a Riegl scanners mounted on terrestrial vehicles and drone. Data were orthorectified to ground control points measured by RTK-DGPS at the same time as the survey in NAD1983 CSRS MTM Zone 5, vertical datum CGVD2013. The footprints of the LiDAR surveys cover a 700 metre-long stretch of the beach and cliff face (Figure 1).

Fifteen surveys performed between May 2016 and December 2021 were included in the analysis, with scans between May 2016 and November 2020 separated by average of 31 weeks, and between November 2020 and April 2021 separated by an average of 11 weeks. Shoreline evolution results are reported for both the winter of 2020 and the full study period. Each period is referenced by a code including the letters W (winter) or S (summer) and the two-digit year, for example “S20” for the summer of 2020. These periods

may be further subdivided by letter-suffixes, as in the case of winter 2020 which is further subdivided into W20a through W20e.

Further processing of the points clouds was completed in ArcMap 10.5. For each dataset, point clouds were filtered to include only points classified as last returns, or as “ground” when possible. The filtered point clouds had average points spacings of 3 to 7cm. A digital elevation model (DEM) of the mean point elevation were created in raster format with 10-by-10 cm pixels.

The cliff edge line was digitized in ArcMap at a map scale of 1:150. This was facilitated by the creation of a raster image of surface slope, as the cliff edge appears as a major slope break. The linear rate of cliff-top recession was calculated using the Digital Shoreline Analysis System (DSAS) for ArcMap (Himmelstoss *et al.*, 2021), measured at 1 m intervals along the length of the study area. The “end point rate” was used to characterize linear retreat, defined as the distance between shorelines divided by the time interval (in years) between survey dates.

A DEM of Difference (DoD) was computed for each pair of successive DEMs to quantify the change in surface elevation and volumetric erosion rates. The volume change was calculated as the elevation difference associated with each pixel, multiplied by its area (100 cm<sup>2</sup>). To standardize between DEMs of variable size, all calculations were performed over the same 700 m-long sector representing the overlap of all DEM extents. Volume calculated were further limited to the area between the innermost cliff edge and the approximate water line during the survey, beyond which the water causes interference with the scan. While all scans were completed at low tide, the exact water level was not consistent between surveys. The misaligned lower extent of the surveys is a source of uncertainty in this calculation. A limit of detection of  $\pm 0.1$  m was chosen to accommodate potential vertical error in the DEM, and inferior values were omitted from subsequent calculations. The DoD results were summarized as the total of negative values (erosion), total of positive values (deposition), and sum of all pixel values (net change).

Four time-lapse camera stations were installed on top of the cliff, each with one or two Reconyx trail cameras looking along-shore. The cameras recorded images at 15-

minute intervals during daylight hours. The image record is sometimes discontinuous due to cliff erosion causing cameras to shift or fall between maintenance visits to the site (Figure 2). The photographs were visually classified to identify the relative water level, erosion events, meteorological conditions, and icefoot presence.

### 3.3.3 Sediment temperature profiles

#### *In-situ temperature monitoring*

The Autonomous Thermal Erosion Pin System (ATEPS, hereafter “thermal pins”) (Bernatchez et al., 2011) were used to measure thermal regime of sediment temperature along a horizontal profile into the silt-clay face unit (Figure 3). Each thermal pin is composed of a 3-meter-long series of Maxim iButton thermochron loggers (DS1922L-F5) placed at intervals of 10-50 cm inside an ABS pipe (Figure 3), closed at both ends to prevent water infiltration. The iButton loggers operate over a range of -40 to 85 °C with 0.5 °C precision.

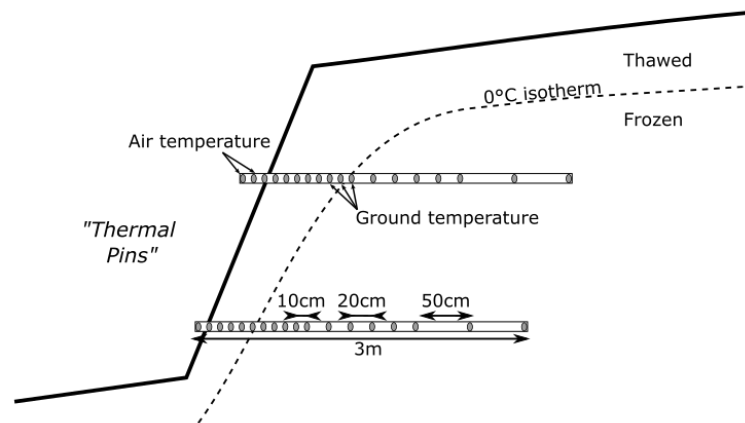


Figure 3. Schematic of thermal pin installation in cliff face.

Data was retrieved from five thermal pins measuring up to 3 m into the silt-clay wall deployed in November 2020, collecting data up to March 2021 (Figure 2). The thermal pins were installed at 3 sites; at the first location, only one thermal pin was installed (TP1) while at the second and third sites (TP2 and TP3), two thermal pins were installed in the configuration shown in Figure 3, each with an upper (“U”) and lower (“L”) thermal pin.

The temperature data collected by each thermal pin were first visually examined to determine which iButtons were exposed (recording air temperature) and which were inside the cliff (recording sediment temperature) at a given moment. The method developed by Bernatchez et al. (2011) takes advantage of this ability to separate the air temperature and sediment temperature signatures to identify erosion events during the observation period. This method allows for continuous monitoring of cliff erosion. Once the iButton closest to the surface at a given time was identified, the depths of the subsequent iButtons were adjusted to reflect the distance from the cliff face, rather than the distance from the end of the thermal pin.

Temperature data were linearly interpolated between iButtons down to the centimeter using the *base R stats* (R Core Team, 2019), *tidyr* (Wickham, 2021), and *dplyr* (Wickham et al., 2021) R packages. The depth of the 0°C isotherm (the line of equal temperature assumed to be the interface between frozen and unfrozen sediments) was calculated for each hourly data point based on the interpolated temperature using the *base R* and *SpatialTools* (J. French, 2018) R packages. The rate of freezing and thawing front displacement was calculated at the slope of the mean daily 0 °C isotherm depth by finite central differencing.

#### *Empirical model to extend thermal profiles*

The depth of freezing and thawing for the full study period was approximated using an analytical model (CLIFFSE) adapted from the Stefan equation by Boucher-Brossard et al. (2015), using hourly air temperature values and thermal properties for the site as defined by Bernatchez et al. (2014) and Boucher-Brossard et al. (2015) (Table 1).

Table 1. Input parameters to CLIFFSE model.

| Parameter                 | Condition            | Value                                     |
|---------------------------|----------------------|---|
| Latent heat of fusion     |                      | 334 kJ kg <sup>-1</sup>                   |
| Specific heat             | Freezing             | 1.34 kJ kg <sup>-1</sup> °C <sup>-1</sup> |
|                           | Thawing              | 1.76 kJ kg <sup>-1</sup> °C <sup>-1</sup> |
| Thermal conductivity      | Unfrozen $k_u$       | 1.6 W m <sup>-1</sup> °C <sup>-1</sup>    |
|                           | Frozen $k_f$         | 2.1 W m <sup>-1</sup> °C <sup>-1</sup>    |
| Surface correction factor | Freezing $n_f$       | 0.9                                       |
|                           | Thawing $n_t$        | 1.4                                       |
| Correction coefficient    | Freezing $\lambda_f$ | 0.6                                       |
|                           | Thawing $\lambda_t$  | 1   |

During freezing periods (air temperature below 0 °C), their model calculates the depth of the freeze front ( $z_{fi}$ ) as a function of the physical parameters (specific volumetric latent heat of fusion  $L$ , thermal conductivity  $k_f$ , and surface correction factor  $n_f$ , and correction coefficient  $\lambda_f$ ) under freezing conditions and the freezing index in cumulative freezing degree days ( $FI_t$ ).

$$z_{f_t} = 13.15 \cdot \lambda_f \cdot \left( \frac{k_u \cdot n_f \cdot FI_t}{L} \right)^{0.5} \quad (1)$$

During thawing periods (air temperatures above 0 °C), the depth of thawing from the surface is calculated similarly by the physical parameters under thawing conditions and the thawing index in thawing degree days ( $TI_t$ ). The model assumes that erosion occurs as a direct result of thawing, and therefore the  $TI_t$  is not cumulative but instead is reset at each timestep. Therefore,  $TI_t$  is equal to the mean air temperature in degree-days for each moment  $t$ .

$$z_{t_t} = 13.15 \cdot \lambda_t \cdot \left( \frac{k_f \cdot n_t \cdot TI_t}{L} \right)^{0.5} \quad (2)$$

The model accounts for the mobile cliff face by artificially adjusting the freezing index ( $FI$ ) to correspond to the actual freezing front depth relative to the new cliff face position ( $z_f$ ) to reflect the depth of frozen sediments “lost” to thaw-induced erosion.



$$zf' = zf_{t-1} - zt_t \quad (3)$$

$$Fl'_t = \frac{L \cdot \left( \frac{zf_t}{13.15 \cdot \lambda_f} \right)^2}{k_u \cdot n_f} \quad (4)$$

The hourly air temperatures recorded at the weather stations in Longue-Pointe-de-Mingan, QC, and on-site at Rivière-Saint-Jean (described below) were used, with the empirical  $\alpha$  and  $\beta$  coefficients, to calculate the freezing and thawing front progression for the November 1 to May 1 periods of 2017 to 2022. During freezing periods, equation 1 was used to calculate  $zf$ . During thaw periods, equations 2, 3, and 4 were repeated for each time step until  $zf'$  reached zero (indicating that there are no frozen sediments remaining to be thawed) or a new freezing period began.

### 3.3.4 Hydrometeorological conditions

#### *Waves and storm events*

A Nortek Acoustic Waves and Current profiler (AWAC) was installed on the seafloor 3.7 km offshore, at 6.5 km from the study site. The AWAC measures the current profile and overhead pressure, which are used to extract wave height, period, and direction. The mean water level is calculated from the mean overhead pressure, corrected to local atmospheric pressure, and the significant wave height ( $H_s$ ) was calculated from the hourly energy spectrum. Storms events were identified as periods during which the significant wave height exceeded the 99<sup>th</sup> percentile of  $H_s$  values for the entire time series (Masselink et al., 2016). The event duration was defined as the period during which the significant wave height exceeded the 95<sup>th</sup> percentile, including lulls of up to 30 hours (Dorsch et al., 2008; Morton et al., 1997; Tawn, 1988).

#### *Weather station*

The weather station located on-site was installed in August 2017. Hourly meteorological data, including air temperature, total rainfall, and solar radiation, are recorded to a Campbell Scientific CR1000 logger. Air temperature was measured using a Campbell Scientific HMP60 Temperature and relative humidity probe with a radiation shield, which has a measurement range of -40 to 60 °C, accuracy of  $\pm 0.6$ . Rainfall was

measured using a Campbell Scientific ARG100 Tipping Bucket Rain Gauge with a sensitivity of 0.20 mm rain and maximum recording limit of 500 mm/h, which is not surpassed during the recording period. Solar radiation was measured by two Kipp & Konen CMP10 pyranometers, one measuring the vertical incident radiation and the other at 90 degrees to the vertical, oriented in the same exposure direction as the cliff face (south).

As the weather station at Rivière-Saint-Jean was installed in August 2017, data recorded at the ECCC station 7044328 approximately 10 km to the east in Longue-Pointe-de-Mingan were used to extend the air temperature record from May 2016 to July 2017 and align the freeze-thaw model with the analysis period of shoreline evolution.

### 3.4 RESULTS

#### 3.4.1 Shoreline evolution and hydrometeorological conditions

Between May 2016 and December 2021, the EPR (distance of linear change between the May 2016 and December 2021 shoreline, divided by 5.6 years) was  $-3.2$  m/a with a standard deviation of 0.4. The period of least erosion was S18 ( $-0.5$  m/a), although approximately half of the entire study period saw mean retreat rates less than 1.5 m/a (Figure 4). Two periods experienced erosion at more than twice the average rate: W16 ( $-10.5$  m/a) and W20 ( $-8.2$  m/a).

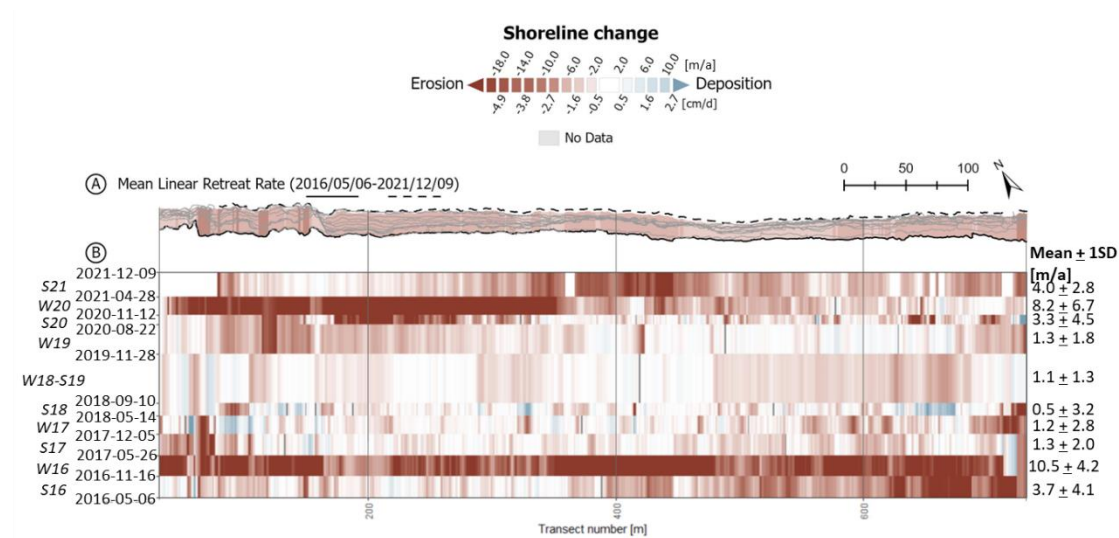


Figure 4. Linear retreat rates by transect, (A) based on the change envelope of May 2016 to December 2021 and (B) by intervals of 6-18 months. The y-axis scale is proportional to time between successive surveys.

Sub-seasonal EPRs were also calculated for the W20 period using six DEMs collected between November 12, 2020, and April 28, 2021 (Figure 5). The mean retreat rate varied between -3.5 and -29.4 m/a with a standard deviation across all transects and time intervals of 35.9. The majority of retreat occurred in the western half of the study area, particularly between November 2020 and March 2021. Towards the end of the season (April 2021), areas of more intense cliff retreat were spread across the study area rather than being constrained to one area in particular.

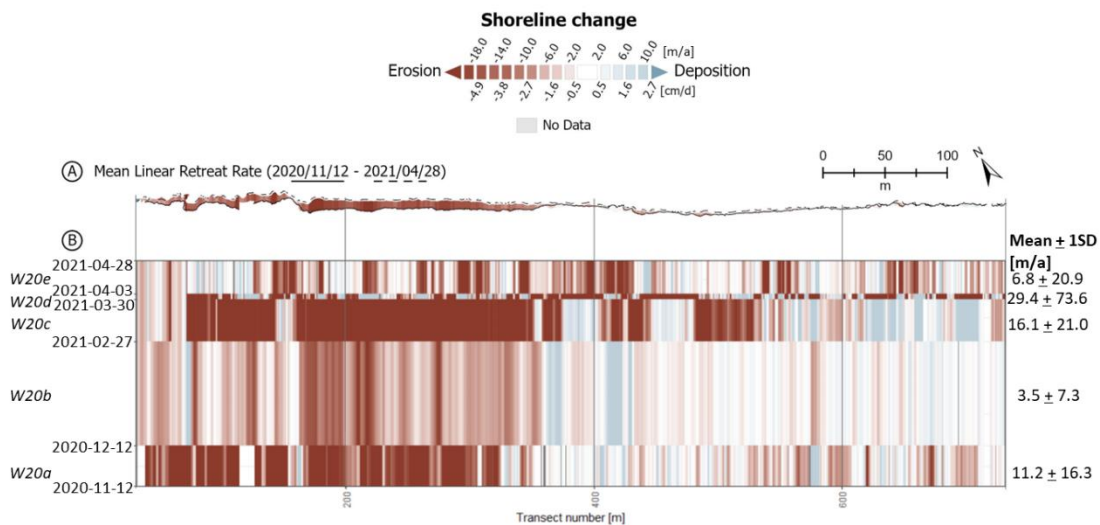


Figure 5. Linear retreat rates by transect, (A) based on the change envelope of November 2020 to April 2021 and (B) by intervals of 0.5-32 weeks. The y-axis scale is proportional to time between successive surveys.

Volume displacement was calculated using the DoDs for each study period, excluding all values below the detection limit of 0.1 m elevation change. Similarly to EPR, the volume is expressed as a rate of volume displaced per unit time. Mean linear and total volume rates for the full study area are shown alongside air temperature, rainfall, and storm occurrences (Figure 6 and Figure 7).

On average, there were more storms in the winters compared to the summer periods (Figure 6a). While storm wave events sometimes coincided with high precipitation events, this was not always the case. Several large precipitation events appear to occur without the incidence of storm waves (e.g. near the end of W16 and near the beginning of W20) and

vice-versa (e.g. W20). The two periods with the most storms by duration are W16 and W20, which are also the periods with the most rapid cliff retreat and largest volume of sediments eroded (Figure 6b and c).

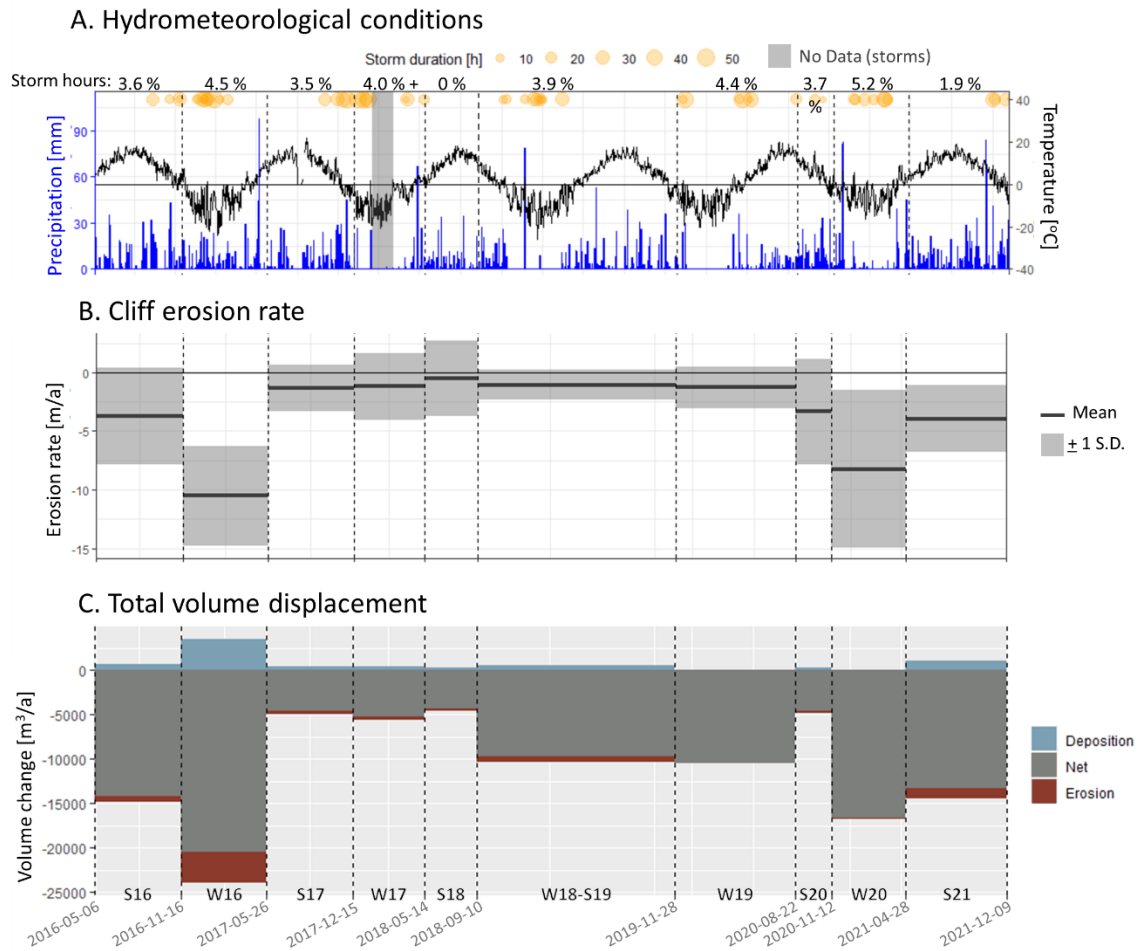
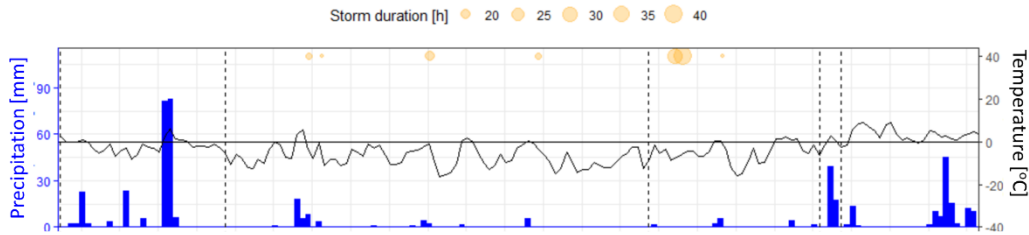


Figure 6. (A) Daily total rainfall, air temperature, and observed storm event. (B) Mean linear retreat rates and their standard deviation (S.D.) over the entire study area. (C) Total erosion, deposition, and net volume displacement. As the x-axis is in units of time and the y-axis in units of volume-per-unit-time, the area of each block reflects the actual measured volume displaced.

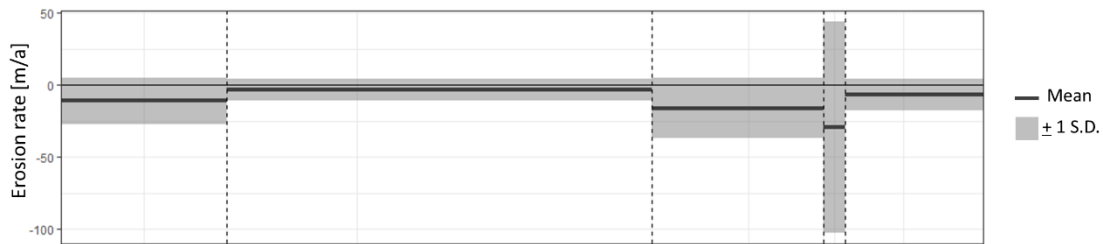
Within W20, there are two distinct “types” of meteorological periods with regards to precipitation and storm waves; periods with high precipitation and less wave action (W20a, d and e) and periods with low precipitation and more wave action (W20b and c; Figure 7a). The period with the most rapid erosion in terms of linear cliff retreat was W20d, with a mean of 29 m/a (0.3 m over four days). However, the most rapid erosion by volume

occurred during W20c, with a mean of approximately 8000 m<sup>3</sup>/a removed over the month of March 2021.

### A. Hydrometeorological conditions



### B. Cliff erosion rate



### C. Total volume displacement

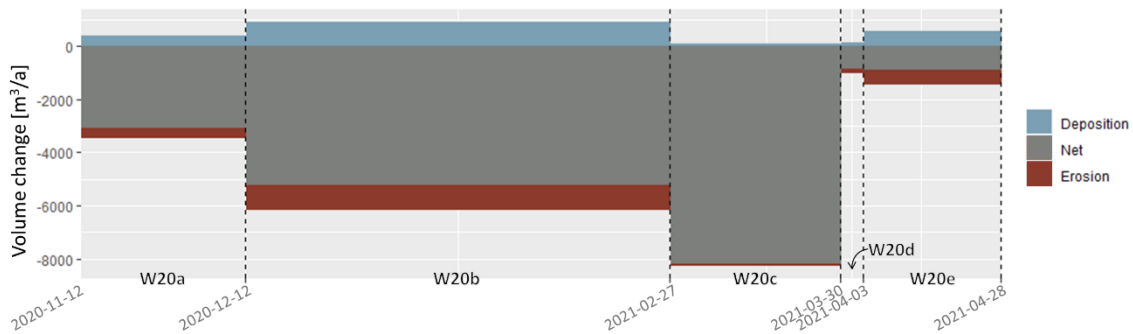


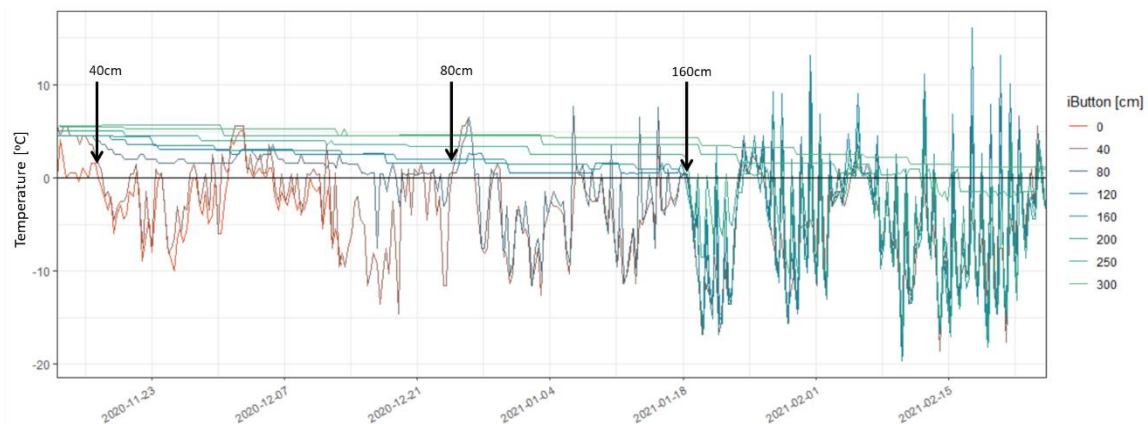
Figure 7. (A) Daily total rainfall, air temperature, and storm events. (B) Mean linear retreat rates and their standard deviation (S.D.) over the entire study area. (C) Total erosion, deposition, and net volume displacement. As the x-axis is in units of time and the y-axis in units of volume-per-unit-time, the area of each block reflects the actual measured volume displaced.

### 3.4.2 Thermal profiles

#### *Thermal pin measurements*

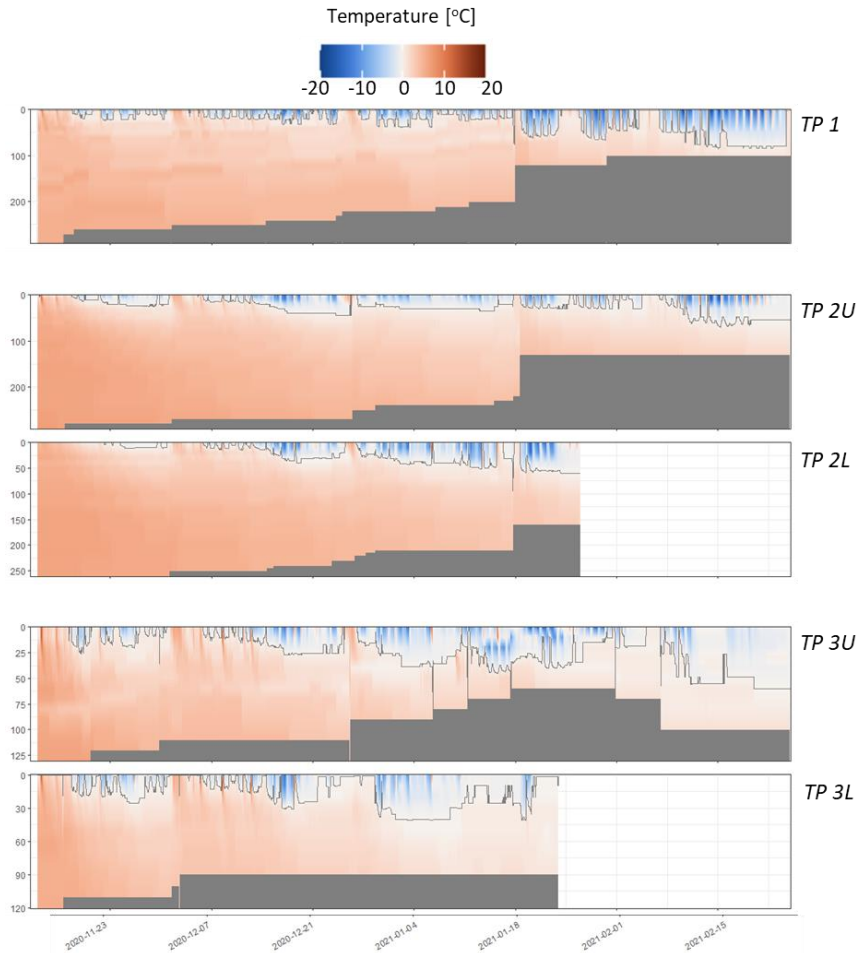
Sediment temperatures down to 2.9 m into the cliff face were recorded at five locations between November 13, 2020, and February 25, 2021. Surface temperatures ranged from -18.6 to 14.6 °C, while temperatures at 0.5 m depth were between -7.1 and 10.5 °C.

The temperature profiles show two distinct signatures: one reflecting the air temperature, and the other the sediment temperature gradient. Temperature sensors gradually achieve “thermal consonance” (c.f. Lawler 2005) with the air temperature signal as they are eroded out of the cliff (Figure 8). Sediment temperatures adjust increasingly slowly to air temperature variations with depth.



*Figure 8. Temperature time series collected at TPI, showing when erosion events occurred and the sensor which was exposed, as seen by the temperature trend beginning to follow the surface temperature. The value in centimeters refers to the position of the sensor in the thermal pin, where “0 cm” is positioned outside the sediments, and “300 cm” is the furthest into the cliff. Some sensors (at 20, 60, 100, 140, 180 cm) omitted from the graph for clarity.*

After visual identification of erosion events, the depth associated with each temperature data point was adjusted to be relative to the cliff surface (instead of the beginning of the thermal pin) and linearly interpolated to the centimeter, from which the 0 °C isotherm depth was estimated (Figure 9).



*Figure 9. Interpolated temperature profiles based on hourly measurements inside the cliff. The vertical axis indicates depth horizontally from the cliff face in centimeters.*

The instances of cliff retreat interpreted from the thermal signatures recorded in all 5 thermal pins were plotted on top of hydrometeorological conditions measured during the same period (Figure 10). Most erosion events were recorded during a relative warm period, even if the daily mean temperature was not above 0 °C. All rain events with more than 10 mm per day except one align with erosion events recorded at the thermal pins. Some clusters of erosion events occur without recorded precipitation, but align with periods of elevated significant wave height and/or the high tide.

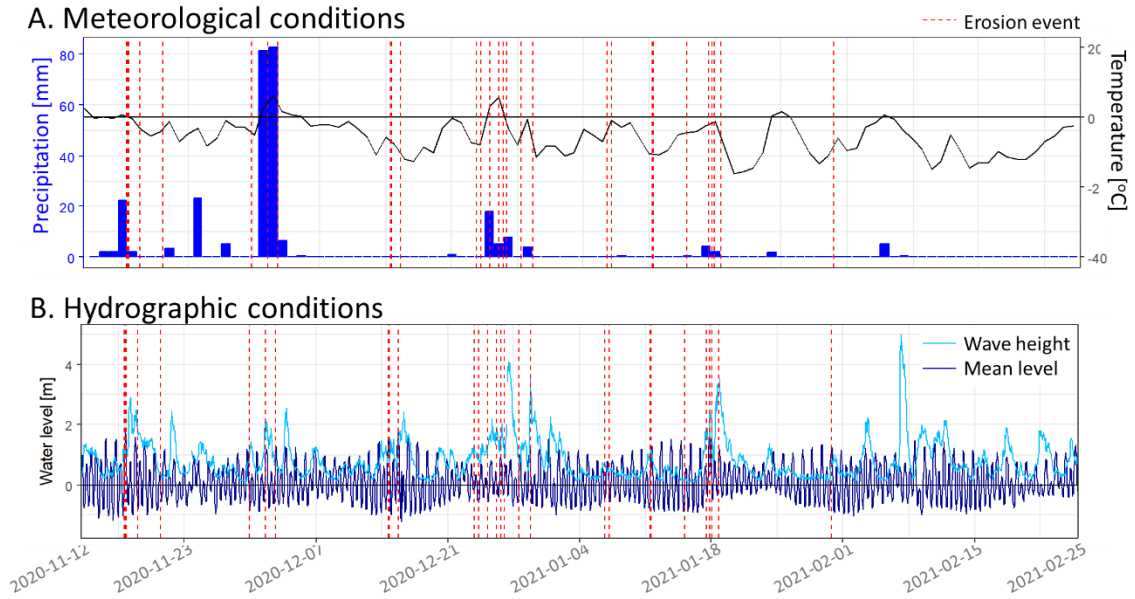


Figure 10. Dates of erosion events identified from thermal signatures (red lines) presented on top of (A) daily total precipitation and daily mean air temperature and (B) mean water level and significant wave heights.

### Empirical model results

The CLIFFSE model was used to calculate the depth of the freezing front between 2016 and 2021 (Figure 11). Freezing and thawing periods were examined based on the slope of the modeled  $z_f$  time series (Figure 12). Positive slopes indicate the progression of the freezing front, implying a freezing period. During the winters of 2016 through 2019, fall freeze-thaw cycling typically occurred until mid December, although ended as late as the second week of January in 2017. This was followed by prolonged freezing periods (> 4 weeks) punctuated by one or two brief (< 1 week) thawing episode. Spring freeze-thaw cycling began between mid-February and late March. In contrast, during the winter of 2020-2021, periods of alternating freeze and thaw continued through the entire season, without any periods of prolonged freezing.



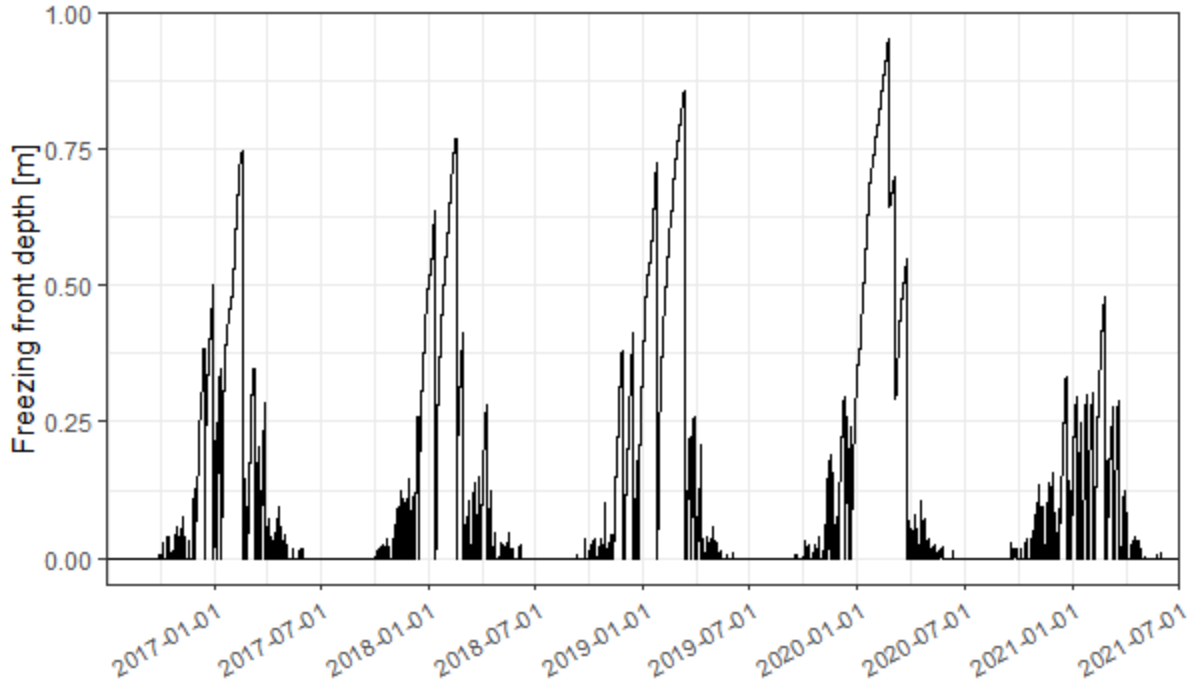


Figure 11. CLIFFSE model output based on air temperature data for the months of November to May, 2016 to 2021.

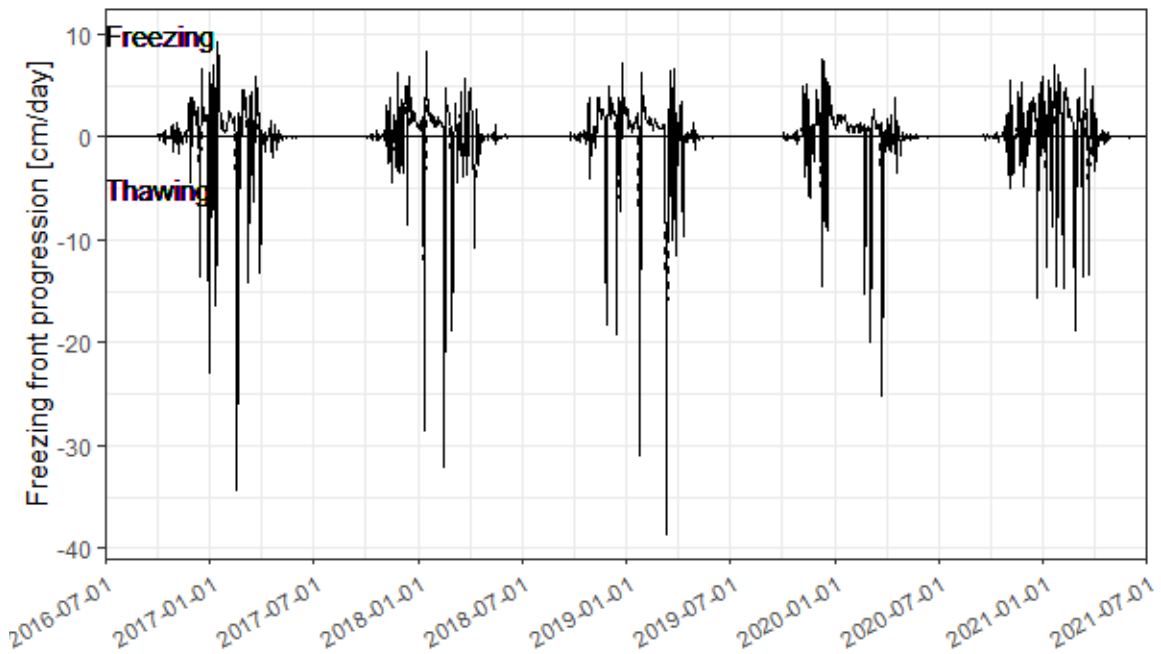


Figure 12. Slope of the  $0^{\circ}\text{C}$  isotherm depth time series (by finite central differencing over  $\pm 1$  day), giving the isotherm progression rate with respect to time. Positive values indicate progression into the ground during freezing periods, and negative values indicate reduced depth during thawing periods.

### 3.4.3 Hydrometeorological conditions

Storm conditions were summarized by the seasonal 99<sup>th</sup> percentile significant wave heights, total storm count, and storm duration. Note that there was a gap in data collection in January 2018. A total of 45 storms were registered just offshore of Rivière-Saint-Jean between May 1, 2016, and November 1, 2021, with a 99<sup>th</sup> percentile significant wave height (H99) for the entire study period of 3.1 m (Figure 13). Storms occur more frequently in the end of fall and winter compared to the summer, which is consistent with the seasonal H99 values which are higher in the winter months compared to the summer (with mean values of 3.3 m and 2.2 m, respectively). The average storm direction was 242° (SD 30.5), along the direction of longest fetch and approximately perpendicular to the beach.

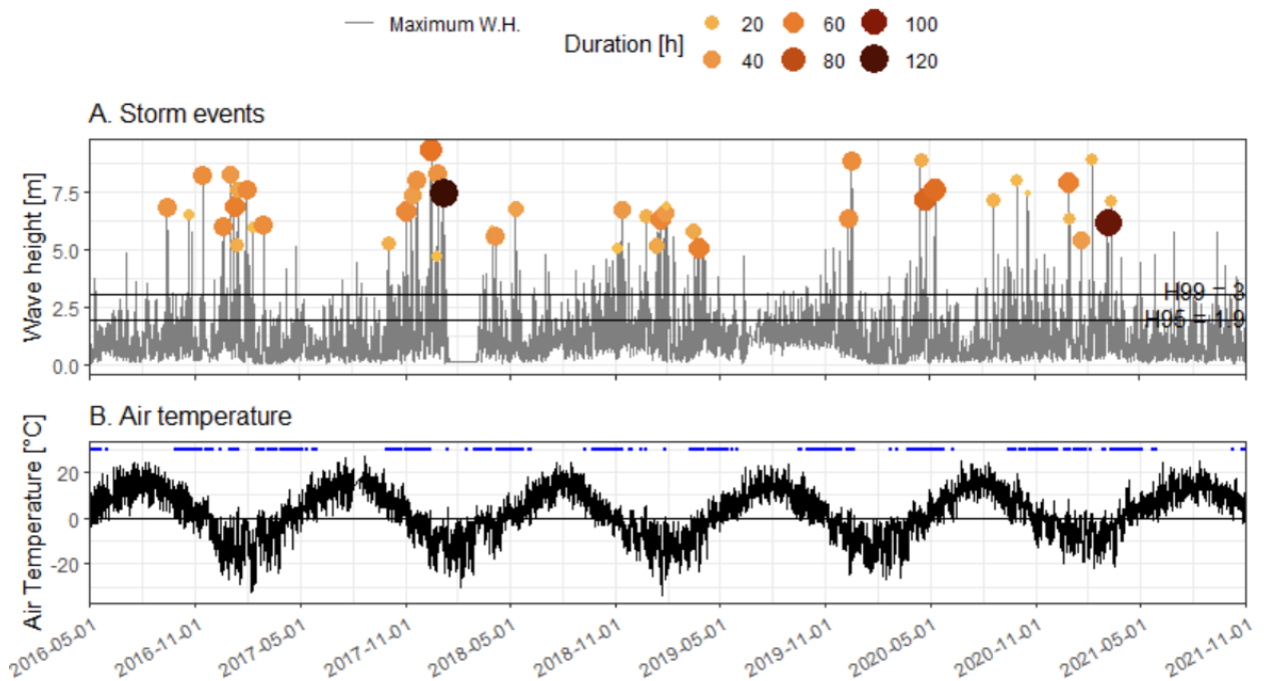


Figure 13. Maximum wave height (WH) and storm occurrences (A), and air temperature trend recorded between May 1, 2016, and November 1, 2021 (B). Storms were identified based on thresholds of 99<sup>th</sup> percentile significant wave height (H99) of 3.1 m and 95<sup>th</sup> percentile heights (H95) of 1.9 m. Blue points indicate instances of freeze-thaw.

The mean May-to-November air temperatures over the entire observation period was 9.6 °C with a standard deviation of 5.4. The mean November-to-May air temperature

was  $-5.8\text{ }^{\circ}\text{C}$  with a standard deviation of 7.0. The winter of 2020 was the warmest on average, with a mean temperature of  $-3.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

### **3.5 DISCUSSION**

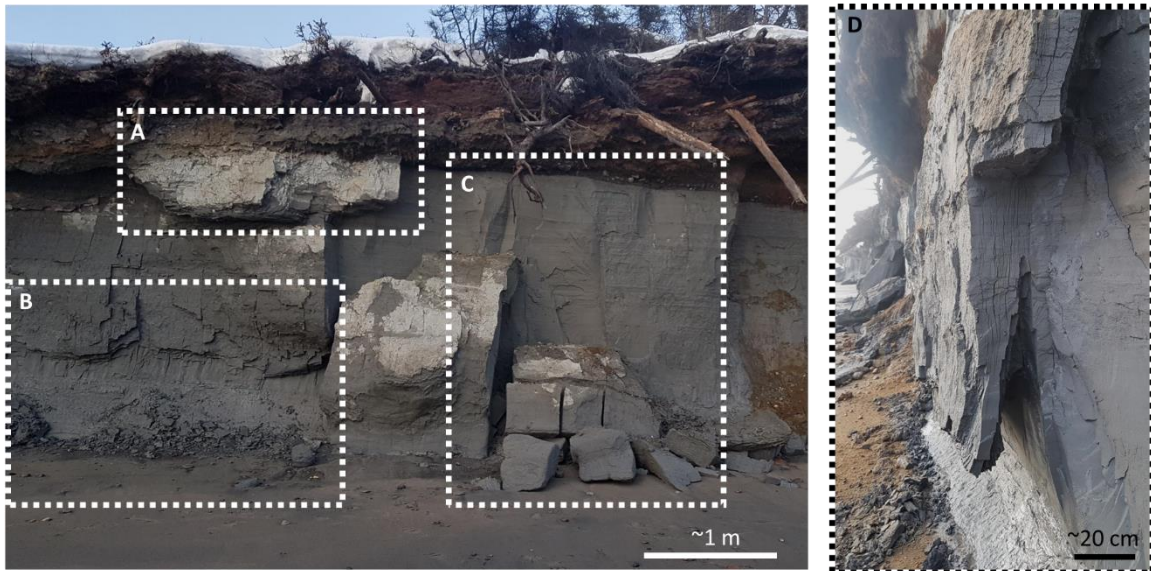
#### **3.5.1 Shoreline evolution**

Between May 2016 and December of 2021, the “seasons” with the most rapid cliff retreat were W16 and W20, with average retreat rates of  $-10.5$  and  $-8.2$  m/a, respectively. There was a period of relative quiescence between these two winters, although there were instances of elevated activity where instantaneous rates of  $-10$  m/a or greater were observed. W20 was the period with more variability, with a standard deviation of  $6.7$  m/a, compared to the other periods which had standard deviations ranging from  $1.2$  to  $4.5$  m/a. Within the winter of 2020, the fastest cliff retreat was observed over a short period from March 30 to April 3, 2021, with a mean of  $0.3$  m (standard deviation  $0.8$  m) of retreat occurring over 4 days, equal to a rate of  $29.4$  m/a. During this interval there was a warm period accompanied by significant rainfall ( $56$  mm falling over 28 hours), but no storm waves (Figure 7).

The measured volume changes indicate some deposition occurred on the beach, particularly in W16, and to a lesser degree most other periods besides W19 and W20 (Figure 6). When comparing the sub-seasonal erosion during W20 (Figure 7) with the net volume change for the season, deposition that does occur during this period is eventually exceeded by erosion. In all periods, the deposited volumes was appreciably less than the eroded volume. This indicates that the majority of sediments eroded from the cliff are rapidly transported offshore.

Volume changes and linear cliff retreat do not show the exact same temporal pattern (Figure 6 and Figure 7). Both cliff retreat and volume change were highest in W16 and W20. However, although the mean EPR in S16 is lower than in W16, the rate of volume displacement is still relatively elevated. This period corresponds to elevated erosion rates in the eastern section of the study area, where the cliffs are higher, and thus greater volumes of sediment are released per unit of cliff retreat. Although the mean cliff erosion rates are similar in S16 and S20, the rate of volume change in S20 is lower because the cliff retreat during this period occurred primarily in the western section of the study area.

The intrinsic factors influencing cliff erosion at Rivière-Saint-Jean have been well-characterized in previous studies (Bernatchez et al., 2011; 2021; Boucher-Brossard, 2012; Turmel et al., 2020). Exacerbating characteristics include the steep slope angle permitted by the cohesive silt-clay unit, high cliff permitting large rotational landslides, and the sensitivity of the silt-clay unit to alteration by thermal and hydration cycles (Boucher-Brossard, 2012). As observed in previous studies (e.g. Corriveau et al. 2019; Bernatchez et al. 2014; Boucher-Brossard 2012), a combination of gravity-driven and hydrodynamic processes contribute to cliff retreat at the site, which can be influenced by freezing and thawing, particularly of the silt unit.



*Figure 14. Cliff face processes related to freezing and thawing include (A) desiccation, causing lightening of sediments, (B) failure of small silt polyhedrons, (C) failure of cohesive blocks, and (D) contraction of silts perpendicular to freezing-front progression, causing separation in layers (photographs taken February 24, 2021).*

The physical impacts of freezing and thawing are visible in the cliff face (Figure 14). The progression of the freezing front and ice segregation can cause layers of silt to separate along planes perpendicular to the direction of freezing. This can result in erosion events, ranging in volume from small polyhedrons to large slabs collapsing from the cliff face. The same types of erosion processes observed at this site were also recorded at the clay cliff at Ragueneau, 330 km west (Bernatchez & Dubois, 2008). Observations from time lapse cameras indicate that large collapses of the silt unit are often preceded by several hours of

smaller crumbling failures during sunny conditions, or high water events. Additionally, larger collapses often start at the base of the cliff and proceed upwards as support for the overlying material is removed (Figure 15).



*Figure 15. Photographs from timelapse camera station 1 collected on December 12, 2020 between 5:00 PM and 6:15 PM UTC. A thermal pin (not included in this report) is seen projecting from the cliff face.*

Lithostratigraphy is the overarching intrinsic factor that has constrains the other parameters affecting erodibility. As noted by Boucher-Brossard (2012) and Bernatchez et al. (2021) the sand and clay units are subject to different processes and do not necessary recede at the same rate. The overlying unconsolidated sand unit is particularly sensitive to suffosion and to storm wave attack in the areas where the cliff is low enough for waves to impact directly on the sand unit, and is weak enough that it retreats at least as fast as the silt unit and does not typically form overhangs, except in areas reinforced by the overlying organic unit. The silt unit is more sensitive to cryogenic processes and desiccation cycles, both of which weaken the material and/or can create failure planes for mass movements (Konrad & Seto, 1994).

During the W20 period, the western half of the study area experiences much more rapid retreat than the eastern half. The study area is oriented in a single direction, and is not large enough to be exposed to significantly different external forcing. Additionally, spatial pattern is not apparent in every year. Although the W16 period also had elevated erosion rates, they were more uniform across the entire study area. The more important freeze-thaw component in W20 might exaggerate the difference in erosion potential compared to more consistently cold years.

Extrinsic factors affecting erosion at Rivière-Saint-Jean are primarily seasonally-variable hydrometeorological conditions, which contributes to the seasonality of dominant erosive processes. Seasonal cycles such as freeze-thaw have long been viewed as a conditioning factor contributing incrementally to instability, because they temporarily modify the material's geotechnical characteristics (c.f Lawler, 2005; Manson, 2002; Zoet & Rawling, 2017). Boucher-Brossard (2012) identified several regionally common factors that aggravate erosion, including frequent liquid precipitation, winter and average annual air temperatures, wave regime, and bog cover locally increasing groundwater availability. In other seasonally frozen environments, such as in the LGL region, authors associate increased erosion with the increased liquid water availability in the spring (snowmelt, rainfall, segregation ice melt), with the now-weakened sediment following cryogenic alteration through the winter, and the release of ice-locked sediments when they thaw (Kelly & Belmont, 2018; Roland, 2020).

### **3.5.2 Meteorological & thermal conditions**

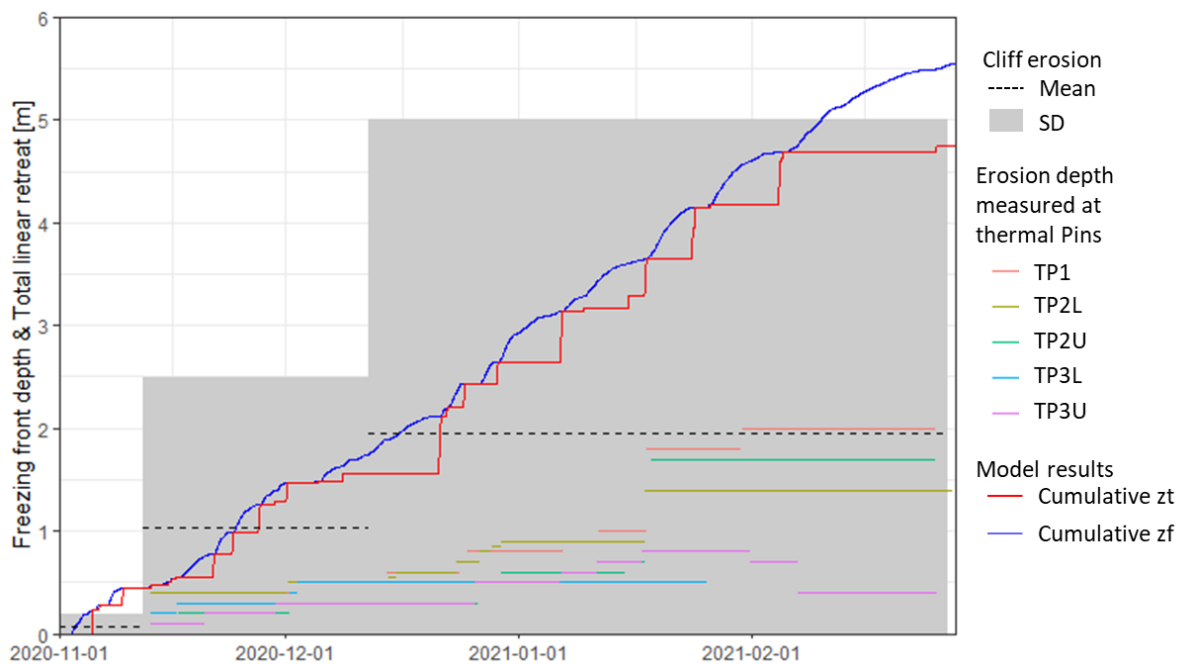
The W20 air temperature trend is notably more variable than in preceding winters, which show prolonged, constant freezing seasons punctuated by 1-2 thawing episodes of less than 1 week (Figure 12). In the previous winters, fall freeze-thaw cycles ended in mid-December. In contrast, W20 freeze-thaw cycling continued through the winter, with no freezing period longer than 2.5 weeks unlike other years, where mid-winter freeze periods were at least 4 weeks long.

At the five thermal pins, the maximum depth of freezing relative to the beginning of the observation period was between 1.10 and 2.74 m. The depth of freezing relative to the cliff face gradually increased over the observation period despite repeated thaw and erosion events. Stations 2 and 3 each had two thermal pins, one upper and one lower. The lower pin typically froze deeper than the upper pin at the same station by 0.05 to 0.3 m.

Cross-correlation analyses between air temperature and measured sediment temperature at increasing depth suggest that the sediment is sensitive to short-term (hourly) fluctuations in air temperature down to 20 cm. This aligns with the value of daily heat transfer reported by Bernatchez et al. (2021) at Rivière-Saint-Jean, and with other authors

investigations of daily freeze-thaw impact in fine soils in alpine regions (Matsumoto et al. 2010; Matsuoka et al. 1998).

The CLIFFSE model has two main assumptions about the cliff system. The first is that the system comprises a single, homogeneous, isotropic sedimentary unit (Boucher-Brossard et al., 2015). The freezing depths are intended to represent the silt unit only. The second model assumption is that erosion occurs during thaw periods, to a depth equal to the depth of thaw (Boucher-Brossard et al., 2015). The depth of erosion measured at the thermal pins is within one standard deviation of the mean cliff retreat measured during the same period (Figure 16). This suggests, at least, that erosion observations at each thermal pin are not abnormal for the area. Additionally, the modeled cumulative thaw depth is also within one standard deviation of the mean, which supports the second model assumption.

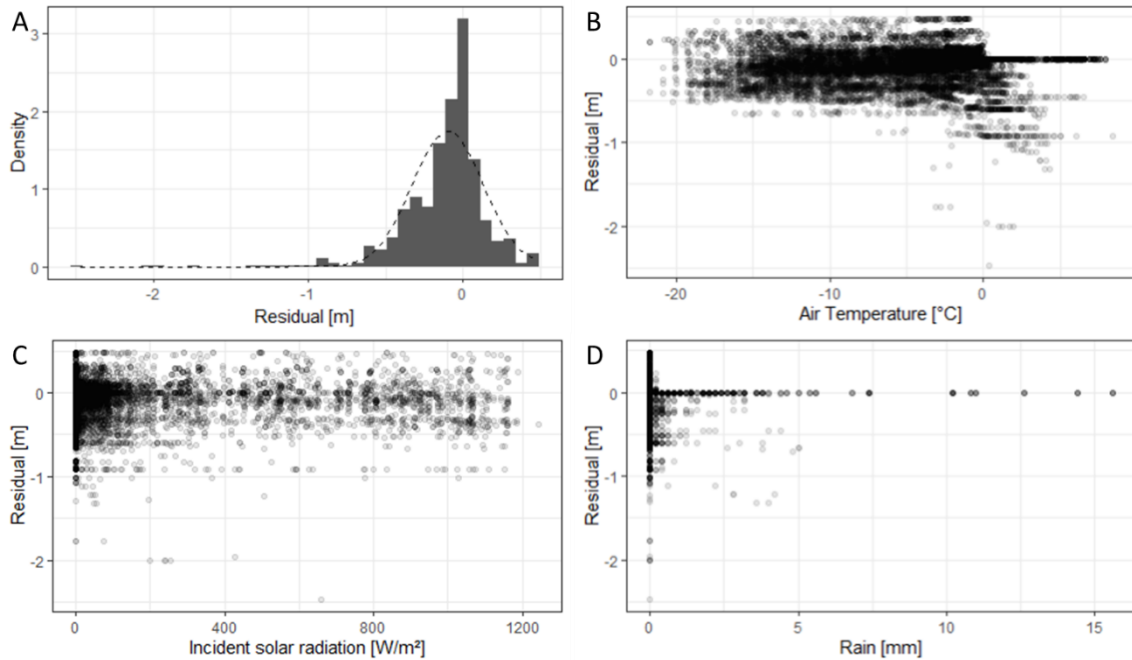


*Figure 16. Mean cliff erosion throughout the study area compared to the measured erosion at each thermal pin and the modeled cumulative freezing (zf) and thawing (zt) depths.*

The model residuals when compared to the in situ temperatures collected in the winter 2020 period were approximately normally distributed. Although solar radiation can be effective in inducing sediment thaw even at very cold air temperatures (Bernatchez et



al., 2011), the model residuals do not correlate to the oblique incident solar radiation nor to daily precipitation totals measured at the weather station on-site (Figure 17).



*Figure 17. (A) Distribution of residuals of the CLIFFSE model compared to freezing depths measured at the thermal pins. The dashed line shows a normal distribution. (B-D) Residuals compared to environmental conditions measured at the on-site weather station.*

According to Boucher-Brossard (2012), total annual erosion was higher in years with more storms, and she and others (including Bernatchez & Dubois, 2004) associated large erosion events to large rainfall events which can temporarily reduce the internal strength of the cliff material by increasing water content. However, an absence of rain can also be important in this setting, because desiccation is an important cause of mechanical decomposition and erosion of fine sediments (Boucher-Brossard, 2012; Lu et al., 2016). Anecdotally, relatively high rates of retreat were measured coincidentally with rainstorms in the W20 period (Figure 10).

### 3.5.3 Hydrodynamic conditions

The observed 99<sup>th</sup> percentile wave heights were generally higher in the winter than the summer. In some years (W16, W18, W20) storms primarily occurred during the coldest winter months; besides W20 (which had no NIC), the stormiest periods coincide with the



ice-locked period. In the other years (W17, W19), storms occurred primarily during the transitional seasons, around November and May, however a gap in the wave data for W17 from mid-January to end-February may be hiding some mid-winter storms.

There is no statistical relationship between cliff retreat and total storm duration or 99<sup>th</sup> percentile wave height, either as raw values or normalized to the length of the study period. The percent of storm hours per observation period was highest in W20 (5.2 % in W20 compared to a range of 1.9 to 4.5 % in other periods). This could be partially related to the lack of sea ice, which normally would attenuate the offshore wave heights (Ruest et al., 2016). During W20, several high water events coincided with erosion events at the thermal pins (Figure 10). In the absence of an ice foot, thermal abrasion of frozen cliff sediments can undercut the cliff face and lead to overhangs and eventual block failure (e.g. Figure 14).

Sea ice is recognized as an important factor in cold-region coastal erosion, primarily as a limiting agent that impedes wave attack on the shore by attenuating wave heights or by limiting water contact with the shoreline (BaMasoud & Byrne, 2012; Barnhart et al., 2014; Ruest et al., 2016). Based on weekly CIS charts, ice formation in the inner Gulf of St. Lawrence typically begins in December. In the winters of 2015 to 2019, the gulf just south of Rivière-Saint-Jean was effectively ice-locked from late January-early February until late March. During the winter of 2020-2021, only 10 % ice cover was reported in the mid estuary, with higher ice cover (60-100 %) constrained to the southern coast in February and early March. The typical ice formation pattern was reprised in 2021-2022.

The formation of an icefoot is typically an annual occurrence at Rivière-Saint-Jean, which should provide a net protective effect on the backshore by limiting wave impact (Barnhart et al., 2014). In addition to the minimal offshore ice, and as previously noted, one unusual characteristic of W20 compared to previous years was the failure of icefoot installation. While there was occasionally an accumulation of snow and ice on the beach, it never persisted between two successive high tides. The importance of the icefoot in erosion is often deduced from the effect of its absence. In other seasonally frozen coasts,

decreased ice duration is associated with increasing shoreline erosion, attributed to exposure to winter wave action on the shoreline (BaMasoud & Byrne, 2012).

Between 2016 and 2021, most winters are characterized by specific sort of subaerial forcing (deep freeze bounded by freeze-thaw transitional seasons) and inhibited hydrodynamic forcing (NIC blocking wave action). W20 experienced a modification of the typical subaerial forcing (extended freeze-thaw with no deep freeze) and an increase in hydrodynamic forcing (no NIC, permitting wave action).

Bernatchez et al. (2021) reported that the winter of 2009-2010 had a similar thermal trend to W20, and only a short-lived installation of an “incomplete icefoot” in early 2010 which was dismantled in association with a thawing event. Like W20, the winter of 2009-2010 was characterized by continuous freezing and thawing as opposed to the prolonged freeze seen in preceding and following years. The annual mean cliff retreat rate for 2010-2011 was not an all-time high, but still notably more rapid than the immediately preceding and following years at -4.02 m/a.

The most rapid annual erosion rate at Rivière-Saint-Jean between 2000 and 2020 was in 2016-2017, with a mean annual rate of -7.5 m/a (Bernatchez et al. 2021). This was measured over a larger section than this project’s study area, but aligns with our measured rates for W16. Bernatchez et al. (2021) associate the bulk of the erosion for this period with a storm that occurred on December 30, 2016, which was preceded by very cold air temperatures causing deep freezing, warm temperatures inciting sediment thaw during the storm, 30-year record high water levels, and no icefoot protection against wave attack. Rapid erosion measured during W20 are similarly coincident with freezing and thawing events and the absence of ice during storm events. However, there is a contrast between 2016 and 2020, wherein during the former, erosion is associated with one intense episode followed by “normal” winter conditions, and the latter involves continuous erosion throughout the season.

#### **3.5.4 Climate change impacts**

Anthropogenically-induced climate change will have an impact on many, if not all, the environmental factors contributing to erosion at Rivière-Saint-Jean. Anticipated

regional changes include shifting to warmer and wetter weather, relative sea level rise, and reduced sea ice occurrence (IPCC, 2021; James et al., 2015; Long et al., 2016; Ruest et al., 2016).

Based on air temperatures and precipitation patterns, Rivière-Saint-Jean is currently classified as a cold-fully humid-cool climate, although under anticipated climate changes the region is expected to experience warmer winters and longer and hotter summers (Kottek et al., 2006). Climate projections for Rivière-Saint-Jean in Bernatchez et al. (2014) indicate reduced period of consistently negative air temperatures, while the duration of transitional cooling and warming periods, characterized by frequent freezing and thawing, remain the same. They also predict that under extreme climate warming scenarios (based on the IPCC's RCP8.5), the cold period could eventually disappear and be replaced by a prolonged period of frequent freezing and thawing cycles. In other words, a transition to winters with conditions similar to W20.

The warming air temperature trend has implications for ground thermal regimes; if it is too warm, the ground will not freeze or remain frozen. Perpetually frozen areas are already seeing degradation of permafrost extent, particularly the expansion of perpetually thawed layers (taliks) between the upper permafrost boundary and the lowest extent of active layer refreezing (Y. Zhang et al., 2008). The presence of a thawed layer beneath the winter freeze-front will change the hydrology (and have biogeochemical impacts) of the system, and lead to increased cryogenic activity more similar to that observed in cold-temperate regions in higher latitudes.

The height above the cliff toe reached by wave runup and the duration per year of 95<sup>th</sup> percentile wave heights have positive correlations with cliff retreat (Brown et al., 2005; Sallenger et al., 2002; Swenson et al., 2006). Higher water levels will increase the wave impact height attained by a storm of a particular magnitude, increasing the potential for erosion by wave attack. The anticipated high-emissions scenario sea level rise at nearby Sept-Îles, Quebec, is between 0.3 and 1m by 2100 relative to 1995 (James et al., 2015). Additionally, Corriveau et al. (2019) have predicted a change in wave climate resulting in

an increase of over 200 hours per year where the wave heights exceed the 95<sup>th</sup> percentile at Rivière-Saint-Jean.

Sea ice can have an impact on wave conditions and local ambient temperatures. By the late 21<sup>st</sup> century, the onset of ice formation is expected to be delayed in the Gulf of St. Lawrence until February (Long et al., 2016), a month later than conditions exhibited between 2016 and 2019 based on Canadian Ice Service weekly regional ice charts. Under RCP 8.5 conditions, wave attenuation by sea ice is expected to become negligible in this region by the year 2100 (Ruest et al., 2016). A reduction in sea ice presence may feed the sea ice-insulation effect, contributing to locally milder winters due to the temperature-buffering effect of open water.

In addition to decreased offshore ice, milder winters will be less favourable for stable NIC installation, as they typically form under supercooled water conditions and are sensitive to destruction during warm air temperature excursions and storm waves (Siebel 1976; 1979). Empirical models comparing recent (1981-2010) to near-future (2040-2070) projected ice conditions suggest that sufficient ice to protect the shore from erosion will be present for 6 weeks less, on average, at Rivière-Saint-Jean (Corriveau et al., 2019). In frozen settings, higher water levels and absence of NIC increase the potential for thermal abrasion due to increased contact between relatively warm water and the cliff. Indeed, Wobus et al.'s (2011) observation that thermal abrasion occurs even in the absence of waves implies that sea level rise would inherently increase erosion potential frozen coastal settings without necessitating storm conditions.

In short, the predicted climate change trends are moving towards more winters with similar conditions to 2020, which may produce more rapid coastal retreat. However, as average temperatures continue to increase, this site may be less exposed to freezing conditions that contribute to cryogenic processes.

## CONCLUSION

The winter of 2020-2021 was exceptionally free of sea ice and icefoot and experienced a higher-than-usual proportion of storm hours, which together likely contributed to the mean cliff retreat rate of 8.1 m/a, or an average of 3.7 m total retreat over 5.5 months. This is comparable to the 20-year peak in cliff retreat observed in 2016 (Bernatchez et al. 2021), which was attributed to similarly ice-poor and stormy conditions.

A combination of inter-related environmental factors contributed to the rapid erosion observed at Rivière-Saint-Jean during the winter of 2020. Mild air temperatures, including a warm spell in early January 2021, may have prevented the installation of a stable icefoot. The absence of an icefoot (and of offshore ice in the gulf in general) may have contributed to the ice-air feedback and encouraged milder-than-usual air temperatures through the winter. Winter rain, which is associated with milder temperatures and introduces water to the system and therefore favours cryogenic alteration by ice growth, may also have been a contributing factor.

Fine sediments are sensitive to small changes in temperature, and so the difference under atypical weather conditions are more pronounced (Bernatchez & Dubois, 2008). Silt and clay coastlines may be an indicator of changing coastal dynamics under climate change, which will be more evident as cold regions start to experience less consistently cold winters and become more exposed to storms in the absence of sea and coastal ice.

## CONCLUSION GÉNÉRALE

### 4.1 PORTÉE SCIENTIFIQUE

Les taux élevés d'érosion côtière au cours de l'hiver 2020-2021 à Rivière-Saint-Jean, par rapport aux hivers précédents plus froids, sont un exemple de la façon dont les hivers doux peuvent avoir un impact exacerbé sur l'érosion côtière. Les côtes meubles à sédiments fins comme celles de Rivière-Saint-Jean sont particulièrement sensibles aux processus de gel et de dégel, qui peuvent déstabiliser les falaises et les rendre plus vulnérable à l'érosion mécanique lors de l'attaque des vagues (Bernatchez & Dubois, 2008; Taber, 1929; Volpano et al., 2020).

Les sédiments fins sont généralement reconnus comme étant sensibles aux impacts du gel et du dégel en raison de leurs propriétés incluant la capillarité, la cohésion, la fissuration par dessiccation et la susceptibilité à la ségrégation de la glace (Lu et al., 2016; Taber, 1929). Les dépôts de silt et d'argile qui composent les littoraux peuvent provenir des dépôts marins et prodeltaïques post-glaciaires, comme observé le long de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent, ainsi que de dépôts glaciaires, comme les tills wisconsinens exposés, par exemple, sur la côte atlantique de la Nouvelle-Écosse (Manson, 2002; Nichol & Boyd, 1993) et sur les bords des Grands Lacs d'Amérique du Nord (Syverson et al., 2011). Ces régions ont été documentées comme étant susceptibles de subir des processus cryogéniques (Bernatchez & Dubois, 2008; Bernatchez et al., 2021; Roland et al., 2021). Actuellement, la zone climatique tempérée froide dans laquelle Rivière-Saint-Jean se situe s'étend principalement entre les latitudes 50 et 70 degrés (Kottek et al., 2006). Le déplacement des zones climatiques au cours des prochaines décennies signifiera que différentes régions seront exposées aux hivers modérés qui favorisent des cycles plus fréquents de gel et de dégel (IPCC, 2021). Les zones côtières qui sont actuellement stables en hiver en raison de températures froides constantes, c'est-à-dire les côtes arctiques, seront soumises à l'avenir à différents rythmes annuels de processus côtiers.

### 4.2 LIMITES

La collecte fréquente de données sur de grandes zones pose des problèmes logistiques, en particulier lorsque les instruments nécessitent une manipulation humaine plutôt que de fonctionner de manière autonome. Les données topographiques ont été collectées à une fréquence relativement élevée par rapport à de nombreuses études à long

terme sur l'évolution du littoral, qui reposent souvent sur des collectes de données annuelles (Lawler, 2005). Cependant, elles ne donnent qu'une indication des effets cumulées du forçage environnemental. Bien que cela soit généralement vrai pour toute mesure de perte de terrain, il existe un grand nombre de processus potentiels qui se produisent entre les mesures, en plus de processus décalés dans le temps, par exemple la déstabilisation par le gel et dégel dans une période d'observation qui contribue à un évènement d'érosion dans la période subséquente (Lawler, 2005). Cela complique la description des processus contribuant à l'érosion côtière en relation avec les conditions environnementales. Bien que certains facteurs tels que la température, la pénétration du front de gel et les niveaux d'eau soient mesurés, le lien direct entre ces facteurs, les processus géomorphologiques et l'érosion observée est plutôt basé sur une approche semi-quantitative.

Contrairement à la fréquence mensuelle à semestrielle et à l'échelle spatiale de l'ensemble du site des mesures topographiques, les tiges thermiques ont fourni des données à plus haute fréquence temporelle sur les changements de température et le recul des falaises, mais seulement à des endroits discrets. Cependant, le recul linéaire mesuré à ces endroits se situe dans la gamme standard du recul des falaises sur le site au complet, ce qui est encourageant lorsqu'on essaie de généraliser la réponse thermique mesurée in situ à l'ensemble de la zone d'étude. Les instruments eux-mêmes présentent également des faiblesses; les tiges thermiques ont été construites avec un espacement gradué entre les capteurs afin de donner la priorité à la résolution spatiale au niveau de la paroi. Cependant, l'érosion de la falaise s'est produite plus rapidement que prévu et a exposé les capteurs près de la surface à l'air dès le début de la saison. La plupart des gradients de température sont interpolés sur 20 à 50 cm, plutôt que sur 10 cm, ce qui était l'espacement à la surface. Cela a réduit la précision des données de température, mais les instruments ont tout de même capturé un profil interprétable.

Certaines conditions potentiellement importantes qui n'ont pas été incluses dans ce projet sont l'influence de l'humidité du sol et l'écoulement des eaux souterraines. L'humidité et les solutés transportés par les eaux souterraines peuvent influencer la température de congélation et la conductivité thermique du matériel (Guimond et al., 2021).

Les eaux souterraines peuvent également transporter de la chaleur, ce qui peut influencer la température des sédiments séparément de l'impact des températures de l'air.

### **4.3 TRAVAUX FUTURS**

Les zones côtières étant soumises aux effets combinés des processus terrestres et marins, leur dynamique peut être compliquée à prévoir. Cependant, il est important de comprendre quels processus se produisent dans certaines conditions pour prédire comment ces processus vont changer avec les conditions climatiques futures. Les modèles prédictifs de l'érosion côtière dans les régions froides suscitent un intérêt croissant, dans le but d'anticiper les aléas côtiers et les risques encourus par les populations et les infrastructures.

Les modèles basés sur les processus sont particulièrement intéressants, car différents composants peuvent être inclus en fonction de la situation d'intérêt, et l'importance relative de certains paramètres pour différents processus est mise en évidence. Parmi ces modèles, on peut citer des exemples tels que XBeach (Roelvink et al., 2010) ou SCAPE (Walkden & Hall, 2005), mais ils sont principalement développés pour des climats plus chauds. Des études récentes ont commencé à développer des modèles d'évolution côtière pour les régions de pergélisol, comme celui par Islam et Lubbad (2022). Un modèle d'érosion côtière dans ces contextes devrait prendre en compte des facteurs environnementaux tels que la température, le mouvement des eaux souterraines, l'accumulation et le fonte de neige, ainsi que l'évolution du pied de glace afin de simuler la variabilité saisonnière et les taux de recul à long terme.



## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aldrich, H. P., & Paynter, H. M. (1966). *Depth of frost penetration in non-uniform soil*.
- Alexander, M. A., Bhatt, U. S., Walsh, J. E., Timlin, M. S., Miller, J. S., & Scott, J. D. (2004). The Atmospheric Response to Realistic Arctic Sea Ice Anomalies in an AGCM during Winter. *Journal of Climate*, 17(5), 890–905. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<0890:TARTRA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<0890:TARTRA>2.0.CO;2)
- Andersland, O. B., & Anderson, D. M. (1978). *Geotechnical engineering for cold regions*. McGraw-Hill Book Company.
- Andersland, O. B., & Ladanyi, B. (2004a). Heat flow in soils. In *Frozen Ground Engineering* (2nd ed., pp. 56–88). John Wiley & Sons, Inc.
- Andersland, O. B., & Ladanyi, B. (2004b). Physical and thermal properties. In *Frozen Ground Engineering* (2nd ed.). John Wiley & Sons, Inc.
- Anisimov, O. A., & Nelson, F. E. (1996). Permafrost distribution in the Northern Hemisphere under scenarios of climatic change. *Global and Planetary Change*, 14(1–2), 59–72. [https://doi.org/10.1016/0921-8181\(96\)00002-1](https://doi.org/10.1016/0921-8181(96)00002-1)
- Aré, F. E. (1988). Thermal abrasion of sea coasts (part I). *Polar Geography and Geology*, 12(1), 1–1. <https://doi.org/10.1080/10889378809377343>
- Aré, F. E. (1996). Dynamics of the littoral zone of Arctic Seas (state of the art and goals). *Polarforschung*, 64(3), 123–131.
- Aré, F. E., Reimnitz, E., Grigoriev, M., Hubberten, H.-W., & Rachold, V. (2008). The Influence of Cryogenic Processes on the Erosional Arctic Shoreface. *Journal of Coastal Research*, 24(1), 110–121. <https://doi.org/10.2112/05-0573.1>
- Bajorunas, L., & Duane, D. B. (1967). Shifting offshore bars and harbor shoaling. *Journal of Geophysical Research*, 72(24), 6195–6205. <https://doi.org/10.1029/JZ072i024p06195>
- BaMasoud, A., & Byrne, M.-L. (2012). The impact of low ice cover on shoreline recession: A case study from Western Point Pelee, Canada. *Geomorphology*, 173–174, 141–148. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.06.004>
- Barnes, P. W., Kempema, E. W., Reimnitz, E., & McCormick, M. (1994). The Influence of Ice on Southern Lake Michigan Coastal Erosion. *Journal of Great Lakes Research*, 20(1), 179–195. [https://doi.org/10.1016/S0380-1330\(94\)71139-4](https://doi.org/10.1016/S0380-1330(94)71139-4)
- Barnes, P. W., Kempema, E. W., Reimnitz, E., McCormick, M., Weber, W. S., & Hayden, E. C. (1993). Beach Profile Modification and Sediment Transport by Ice: An Overlooked Process on Lake Michigan. *Journal of Coastal Research*, 9(1), 65–86. <http://www.jstor.org/stable/4298069>

- Barnhart, K. R., Overeem, I., & Anderson, R. S. (2014). The effect of changing sea ice on the physical vulnerability of Arctic coasts. *The Cryosphere*, 8(5), 1777–1799. <https://doi.org/10.5194/tc-8-1777-2014>
- Beck, H. E., Zimmermann, N. E., McVicar, T. R., Vergopolan, N., Berg, A., & Wood, E. F. (2018). Present and future Köppen-Geiger climate classification maps at 1-km resolution. *Scientific Data*, 5(1), 180214. <https://doi.org/10.1038/sdata.2018.214>
- Belda, M., Holtanová, E., Halenka, T., & Kalvová, J. (2014). Climate classification revisited: from Köppen to Trewartha. *Climate Research*, 59(1), 1–13. <https://doi.org/10.3354/cr01204>
- Belova, N. G., Shabanova, N. N., Ogorodov, S. A., Kamalov, A. M., Kuznetsov, D. E., Baranskaya, A. V., & Novikova, A. V. (2017). Erosion of permafrost coasts of Kara Sea near Kharasavey Cape, Western Yamal. *Earth's Cryosphere*, 21(6), 73–83. [https://doi.org/10.21782/EC1560-7496-2017-6\(73-83\)](https://doi.org/10.21782/EC1560-7496-2017-6(73-83))
- Bernatchez, P., Boucher-Brossard, G., Corriveau, M., Caulet, C., & Barnett, R. L. (2021). Long-Term Evolution and Monitoring at High Temporal Resolution of a Rapidly Retreating Cliff in a Cold Temperate Climate Affected by Cryogenic Processes, North Shore of the St. Lawrence Gulf, Quebec (Canada). *Journal of Marine Science and Engineering*, 9(12), 1418. <https://doi.org/10.3390/jmse9121418>
- Bernatchez, P., Boucher-Brossard, G., Corriveau, M., & Jolivet, Y. (2014). *Impacts des changements climatiques sur l'érosion des falaises de l'estuaire maritime et du golfe du Saint-Laurent*.
- Bernatchez, P., & Dubois, J.-M. M. (2004). Bilan des connaissances de la dynamique de l'érosion des côtes du Québec maritime laurentien. *Géographie Physique et Quaternaire*, 58(1), 45–71. <https://doi.org/10.7202/013110ar>
- Bernatchez, P., & Dubois, J.-M. M. (2008). Seasonal Quantification of Coastal Processes and Cliff Erosion on Fine Sediment Shorelines in a Cold Temperate Climate, North Shore of the St. Lawrence Maritime Estuary, Québec. *Journal of Coastal Research*, 1, 169–180. <https://doi.org/10.2112/04-0419.1>
- Bernatchez, P., Jolivet, Y., & Corriveau, M. (2011). Development of an automated method for continuous detection and quantification of cliff erosion events. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36(3), 347–362. <https://doi.org/10.1002/esp.2045>
- Bishop, A. W. (1955). The use of the Slip Circle in the Stability Analysis of Slopes. *Géotechnique*, 5(1), 7–17. <https://doi.org/10.1680/geot.1955.5.1.7>
- Boucher-Brossard, G. (2012). *Rythme et modes de recul des falaises a sommet tourbeux de la Côte-Nord de l'estuaire maritime et du golfe du Saint-Laurent*. Université du Québec à Rimouski.

- Boucher-Brossard, G., Bernatchez, P., Corriveau, M., & Jolivet, Y. (2015). Calculating lateral frost penetration in a rapidly retreating cliff of fine sediments. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10. <https://doi.org/10.1002/ppp.1883>
- Bowden, W. B. (2010). Climate Change in the Arctic - Permafrost, Thermokarst, and Why They Matter to the Non-Arctic World. *Geography Compass*, 4(10), 1553–1566. <https://doi.org/10.1111/j.1749-8198.2010.00390.x>
- Bragar, E., Pronozin, Y., Zhussupbekov, A., Gerber, A., Sarsembayeva, A., Muzdybayeva, T., & Sarabekova, U. Z. (2022). Evaluation of the Strength Characteristics of Silty-Clayey Soils during Freezing-Thawing Cycles. *Applied Sciences*, 12(2), 802. <https://doi.org/10.3390/app12020802>
- Brown, E. A. (2000). *Influence of water level, wave climate and weather on coastal recession along a Great Lakes shoreline*. University of Wisconsin, Madison.
- Brown, E. A., Wu, C. H., Mickelson, D. M., & Edil, T. B. (2005). Factors Controlling Rates of Bluff Recession at Two Sites on Lake Michigan. *Journal of Great Lakes Research*, 31(3), 306–321. [https://doi.org/10.1016/S0380-1330\(05\)70262-8](https://doi.org/10.1016/S0380-1330(05)70262-8)
- Burn, C. R. (1998). The active layer: two contrasting definitions. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9(4), 411–416. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1530\(199810/12\)9:4<411::AID-PPP292>3.0.CO;2-6](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1530(199810/12)9:4<411::AID-PPP292>3.0.CO;2-6)
- Burn, C. R., & Lewkowicz, A. G. (1990). Canadian Landform Examples - 17 Retrogressive thaw slumps. *The Canadian Geographer/Le Géographe Canadien*, 34(3), 273–276. <https://doi.org/10.1111/j.1541-0064.1990.tb01092.x>
- Burt, M. A., Randall, D. A., & Branson, M. D. (2016). Dark Warming. *Journal of Climate*, 29(2), 705–719. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0147.1>
- Canadian Hydrographic Service. (2022). *Tidal Station Data: Mingan (Code 02470)*. <https://tides.gc.ca/en/stations/02470>
- Canadian Ice Service (CIS). (2019). *Weekly Regional Ice Chart color WMO CT - Eastern Coast - WIS57CT - 2015/11/09 to 2020/04/06*.
- Castedo, R., Fernández, M., Trenhaile, A. S., & Paredes, C. (2013). Modeling cyclic recession of cohesive clay coasts: Effects of wave erosion and bluff stability. *Marine Geology*, 335, 162–176. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.11.001>
- Coakley, J. A. (2003). Reflectance and Albedo, Surface. In *Encyclopedia of Atmospheric Sciences* (pp. 1914–1923). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B0-12-227090-8/00069-5>
- Corriveau, M., Bernatchez, P., Belzile, M., & Senneville, S. (2019). *Influence de la réduction du couvert de glace sur l'érosion côtière en bordure des infrastructures routières de l'Est du Québec dans un contexte de changements climatiques (CC04.1) : Rapport final*.

- Dahlke, S., Hughes, N. E., Wagner, P. M., Gerland, S., Wawrzyniak, T., Ivanov, B., & Maturilli, M. (2020). The observed recent surface air temperature development across Svalbard and concurring footprints in local sea ice cover. *International Journal of Climatology*, 40(12), 5246–5265. <https://doi.org/10.1002/joc.6517>
- Dickie, G. J., & Cape, D. F. (1974). *The effect of winter processes on the shoreline of Point Pelee National Park*.
- Dickinson, R. E. (1983). Land Surface Processes and Climate—Surface Albedos and Energy Balance. In *Advances in Geophysics* (Vol. 25, pp. 305–353). National Center for Atmospheric Research. [https://doi.org/10.1016/S0065-2687\(08\)60176-4](https://doi.org/10.1016/S0065-2687(08)60176-4)
- Dorsch, W., Newland, T., Tassone, D., Tymons, S., & Walker, D. (2008). A Statistical Approach to Modelling the Temporal Patterns of Ocean Storms. *Journal of Coastal Research*, 246, 1430–1438. <https://doi.org/10.2112/07-0847.1>
- Dubois, J.-M. M. (1979). *Environnements Quaternaires et évolution postglaciaire d'une zone côtière en émergence en bordure sud du bouclier canadien: la moyenne Côte Nord du Saint-Laurent, Québec* [PhD]. Université d'Ottawa.
- ECCC. (2022). *Canadian Climate Normals 1981-2010 Station Data : Riviere Au Tonnerre Climate* ID 704FEG0. [https://climate.weather.gc.ca/climate\\_normals/results\\_1981\\_2010\\_e.html?searchType=stnProv&lstProvince=QC&txtCentralLatMin=0&txtCentralLatSec=0&txtCentralLongMin=0&txtCentralLongSec=0&stnID=5650&dispBack=0](https://climate.weather.gc.ca/climate_normals/results_1981_2010_e.html?searchType=stnProv&lstProvince=QC&txtCentralLatMin=0&txtCentralLatSec=0&txtCentralLongMin=0&txtCentralLongSec=0&stnID=5650&dispBack=0)
- Forbes, D. L., Manson, G. K., Chagnon, R., Solomon, S. M., van der Sanden, J. J., & Lynds, T. L. (2002, December). Nearshore ice and climate change in the southern Gulf of St. Lawrence. *Ice in the Environment: Proceedings of the 16th IAHR International Symposium on Ice*.
- Frederick, J. M., & Buffett, B. A. (2014). Taliks in relict submarine permafrost and methane hydrate deposits: Pathways for gas escape under present and future conditions. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 119(2), 106–122. <https://doi.org/10.1002/2013JF002987>
- French, H. M. (2007). Cold-Climate Weathering. In *The Periglacial Environment* (Third Edition, pp. 49–82). John Wiley & Sons Ltd.
- French, J. (2018). *SpatialTools: Tools for Spatial Data Analysis. R package version 1.0.4*. <https://CRAN.R-project.org/package=SpatialTools>
- Gatto, L. W. (1995). *Soil freeze-thaw effects on bank erodibility and stability. Special Re*, 23. <https://hdl.handle.net/11681/12148>

- Gilpin, R. R. (1979). A model of the “liquid-like” layer between ice and a substrate with applications to wire regelation and particle migration. *Journal of Colloid and Interface Science*, 68(2), 235–251. [https://doi.org/10.1016/0021-9797\(79\)90277-7](https://doi.org/10.1016/0021-9797(79)90277-7)
- Gilpin, R. R. (1980). A model for the prediction of ice lensing and frost heave in soils. *Water Resources Research*, 16(5), 918–930. <https://doi.org/10.1029/WR016i005p00918>
- Gubar’kov, A. A., Leibman, M. O., Mel’nikov, V. P., & Khomutov, A. V. (2008). Contribution of lateral thermoerosion and thermal denudation to coastal retreat of the Yugorskii Peninsula. *Doklady Earth Sciences*, 423(2), 1452–1454. <https://doi.org/10.1134/S1028334X08090286>
- Guimond, J. A., Mohammed, A. A., Walvoord, M. A., Bense, V. F., & Kurylyk, B. L. (2021). Saltwater Intrusion Intensifies Coastal Permafrost Thaw. *Geophysical Research Letters*, 48(19). <https://doi.org/10.1029/2021GL094776>
- Günther, F., Overduin, P. P., Sandakov, A. V., Grosse, G., & Grigoriev, M. N. (2013). Short- and long-term thermo-erosion of ice-rich permafrost coasts in the Laptev Sea region. *Biogeosciences*, 10(6), 4297–4318. <https://doi.org/10.5194/bg-10-4297-2013>
- Hall, K. (1999). The role of thermal stress fatigue in the breakdown of rock in cold regions. *Geomorphology*, 31(1–4), 47–63. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(99\)00072-0](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(99)00072-0)
- Hall, K. (2004). Evidence for freeze–thaw events and their implications for rock weathering in northern Canada. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29(1), 43–57. <https://doi.org/10.1002/esp.1012>
- Hallet, B., Walder, J. S., & Stubbs, C. W. (1991). Weathering by segregation ice growth in microcracks at sustained subzero temperatures: Verification from an experimental study using acoustic emissions. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2(4), 283–300. <https://doi.org/10.1002/ppp.3430020404>
- Harlan, R. L., & Nixon, J. F. (1978). Chapter 3: Ground Thermal Regime. In O. B. Andersland & D. M. Anderson (Eds.), *Geotechnical engineering for cold regions* (pp. 103–163). McGraw-Hill.
- Harris, C., & Davies, M. C. R. (2000). Gelifluction: Observations from Large-Scale Laboratory Simulations. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 32(2), 202–207. <https://doi.org/10.1080/15230430.2000.12003356>
- Harris, C., Gallop, M., & Coutard, J.-P. (1993). Physical modelling of gelifluction and frost creep: Some results of a large-scale laboratory experiment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18(5), 383–398. <https://doi.org/10.1002/esp.3290180502>
- Higgins, M. E., & Cassano, J. J. (2009). Impacts of reduced sea ice on winter Arctic atmospheric circulation, precipitation, and temperature. *Journal of Geophysical Research*, 114(D16), D16107. <https://doi.org/10.1029/2009JD011884>

- Hill, P. R., & Solomon, S. (1999). Geomorphologic and sedimentary evolution of a transgressive thermokarst coast, Mackenzie Delta region, Canadian Beaufort Sea. *Journal of Coastal Research*, 1011–1029.
- Hinkel, K. M., Paetzold, F., Nelson, F. E., & Bockheim, J. G. (2001). Patterns of soil temperature and moisture in the active layer and upper permafrost at Barrow, Alaska: 1993–1999. *Global and Planetary Change*, 29(3–4), 293–309. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(01\)00096-0](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00096-0)
- Hoque, Md. A., & Pollard, W. H. (2009). Arctic coastal retreat through block failure. *Canadian Geotechnical Journal*, 46(10), 1103–1115. <https://doi.org/10.1139/T09-058>
- Hoque, Md. A., & Pollard, W. H. (2016). Stability of permafrost dominated coastal cliffs in the Arctic. *Polar Science*, 10(1), 79–88. <https://doi.org/10.1016/j.polar.2015.10.004>
- Iijima, Y., Fedorov, A. N., Park, H., Suzuki, K., Yabuki, H., Maximov, T. C., & Ohata, T. (2010). Abrupt increases in soil temperatures following increased precipitation in a permafrost region, central Lena River basin, Russia. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(1), 30–41. <https://doi.org/10.1002/ppp.662>
- IPCC. (2021). Summary for policy makers. In V. , Masson-Delmotte, P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J. B. R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, & B. Zhou (Eds.), *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press.
- Islam, M. A., & Lubbad, R. (2022). A Process-Based Model for Arctic Coastal Erosion Driven by Thermodenudation and Thermoabrasion Combined and including Nearshore Morphodynamics. *Journal of Marine Science and Engineering*, 10(11), 1602. <https://doi.org/10.3390/jmse10111602>
- James, T. S., Henton, J. A., Leonard, L. J., Darlington, A., Forbes, D. L., & Craymer, M. (2014). *Relative sea-level projections in Canada and the adjacent mainland United States*. <https://doi.org/10.4095/295574>
- James, T. S., Henton, J. A., Leonard, L. J., Darlington, A., Forbes, D. L., & Craymer, M. (2015). *Tabulated values of relative sea-level projections in Canada and the adjacent mainland United States*. <https://doi.org/10.4095/297048>
- Jumikis, A. R. (1966). *Thermal soil mechanics*. Rutgers University Press.
- Kelly, S., & Belmont, P. (2018). High Resolution Monitoring of River Bluff Erosion Reveals Failure Mechanisms and Geomorphically Effective Flows. *Water*, 10(4), 394. <https://doi.org/10.3390/w10040394>

- Kempema, E. W., Reimnitz, E., & Barnes, P. W. (2001). Anchor-Ice Formation and Ice Rafting in Southwestern Lake Michigan, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 71(3), 346–354. <https://doi.org/10.1306/2DC40948-0E47-11D7-8643000102C1865D>
- Kobayashi, N. (1985). Formation of thermoerosional niches into frozen bluffs due to storm surges on the Beaufort Sea Coast. *Journal of Geophysical Research*, 90(C6), 11983–11988.
- Konrad, J.-M., & Seto, J. T. C. (1994). Frost heave characteristics of undisturbed sensitive Champlain Sea clay. *Canadian Geotechnical Journal*, 31(2), 285–298. <https://doi.org/10.1139/t94-033>
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., & Rubel, F. (2006). World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, 15(3), 259–263. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2006/0130>
- Kurylyk, B. L., McKenzie, J. M., MacQuarrie, K. T. B., & Voss, C. I. (2014). Analytical solutions for benchmarking cold regions subsurface water flow and energy transport models: One-dimensional soil thaw with conduction and advection. *Advances in Water Resources*, 70, 172–184. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2014.05.005>
- Lachenbruch, A. H. (1994). *Permafrost, the active layer, and changin climate*.
- Lantuit, H., Overduin, P. P., & Wetterich, S. (2013). Recent Progress Regarding Permafrost Coasts. *Permafrost and Periglacial Processes*, 24(2), 120–130. <https://doi.org/10.1002/ppp.1777>
- Lantuit, H., & Pollard, W. H. (2008). Fifty years of coastal erosion and retrogressive thaw slump activity on Herschel Island, southern Beaufort Sea, Yukon Territory, Canada. *Geomorphology*, 95(1–2), 84–102. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.07.040>
- Lantz, T. C., & Kokelj, S. V. (2008). Increasing rates of retrogressive thaw slump activity in the Mackenzie Delta region, N.W.T., Canada. *Geophysical Research Letters*, 35(6), L06502. <https://doi.org/10.1029/2007GL032433>
- Lavallée, J.-G. (1993). *Suréquipement des centrales de la rivière aux Outardes. Rapport final sur le comportement des berges de l'estuaire de la rivière aux Outardes*.
- Lawler, D. M. (2005). The importance of high-resolution monitoring in erosion and deposition dynamics studies: examples from estuarine and fluvial systems. *Geomorphology*, 64(1–2), 1–23. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.04.005>
- Lawler, D. M., Couperthwaite, J., Bull, L. J., & Harris, N. M. (1997). Bank erosion events and processes in the Upper Severn basin. *Hydrology and Earth System Sciences*, 1(3), 523–534. <https://doi.org/10.5194/hess-1-523-1997>

- Long, Z., Perrie, W., Chassé, J., Brickman, D., Guo, L., Drozdowski, A., & Hu, H. (2016). Impacts of Climate Change in the Gulf of St. Lawrence. *Atmosphere-Ocean*, 54(3), 337–351. <https://doi.org/10.1080/07055900.2015.1029869>
- Lu, Y., Liu, S., Weng, L., Wang, L., Li, Z., & Xu, L. (2016). Fractal analysis of cracking in a clayey soil under freeze–thaw cycles. *Engineering Geology*, 208, 93–99. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2016.04.023>
- Lunardini, V. J. (1981a). 4. Permafrost and soils. In *Heat transfer in cold climates* (pp. 80–178). Van Nostrand Reinhold Company.
- Lunardini, V. J. (1981b). 9. Finite difference methods for freezing and thawing. In *Heat transfer in cold climates* (pp. 471–533). Van Nostrand Reinhold Company.
- Lunardini, V. J. (1998). Effect of convective heat transfer on thawing of frozen soil. *Permafrost - Seventh International Conference (Proceedings)*.
- Mackay, J. R. (1983). Downward water movement into frozen ground, western arctic coast, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(1), 120–134. <https://doi.org/10.1139/e83-012>
- Manson, G. K. (2002). Subannual erosion and retreat of cohesive till bluffs, McNab’s Island, Nova Scotia. *Journal of Coastal Research*, 18(3), 421–432.
- Mason, L. A., Riseng, C. M., Gronewold, A. D., Rutherford, E. S., Wang, J., Clites, A., Smith, S. D. P., & McIntyre, P. B. (2016). Fine-scale spatial variation in ice cover and surface temperature trends across the surface of the Laurentian Great Lakes. *Climatic Change*, 138(1–2), 71–83. <https://doi.org/10.1007/s10584-016-1721-2>
- Masselink, G., Scott, T., Poate, T., Russell, P., Davidson, M., & Conley, D. (2016). 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>
- Matsumoto, H., Yamada, S., & Hirakawa, K. (2010). Relationship between ground ice and solifluction: Field measurements in the Daisetsu Mountains, northern Japan. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(1), 78–89. <https://doi.org/10.1002/ppp.675>
- Matsuoka, N. (2001). Microgelivation versus macrogelivation: towards bridging the gap between laboratory and field frost weathering. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12(3), 299–313. <https://doi.org/10.1002/ppp.393>
- Matsuoka, N., Hirakawa, K., Watanabe, T., Haeberli, W., & Keller, F. (1998). The role of diurnal, annual and millennial freeze-thaw cycles in controlling alpine slope instability. *Permafrost - Seventh International Conference*, 711–717.



- Matsuoka, N., & Murton, J. (2008). Frost weathering: recent advances and future directions. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19(2), 195–210. <https://doi.org/10.1002/ppp.620>
- Matthias, A. D., Fimbres, A., Sano, E. E., Post, D. F., Accioly, L., Batchily, A. K., & Ferreira, L. G. (2000). Surface Roughness Effects on Soil Albedo. *Soil Science Society of America Journal*, 64(3), 1035–1041. <https://doi.org/10.2136/sssaj2000.6431035x>
- McRoberts, E. C., & Morgenstern, N. R. (1974). The Stability of Thawing Slopes. *Canadian Geotechnical Journal*, 11(4), 447–469. <https://doi.org/10.1139/t74-052>
- Michalowski, R. L., & Zhu, M. (2006). Frost heave modelling using porosity rate function. *International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics*, 30(8), 703–722. <https://doi.org/10.1002/nag.497>
- Morgenstern, N. R., & Nixon, J. F. (1971). One-dimensional Consolidation of Thawing Soils. *Canadian Geotechnical Journal*, 8(4), 558–565. <https://doi.org/10.1139/t71-057>
- Morton, I. D., Bowers, J., & Mould, G. (1997). Estimating return period wave heights and wind speeds using a seasonal point process model. *Coastal Engineering*, 31(1–4), 305–326. [https://doi.org/10.1016/S0378-3839\(97\)00016-1](https://doi.org/10.1016/S0378-3839(97)00016-1)
- Muller, S. (1947). *Permafrost or Permanently Frozen Ground and Related Engineering Problems*. JW Edwards.
- Murton, J. B., Peterson, R., & Ozouf, J.-C. (2006). Bedrock Fracture by Ice Segregation in Cold Regions. *Science*, 314(5802), 1127–1129. <https://doi.org/10.1126/science.1132127>
- Nelson, F. E., & Outcalt, S. I. (1987). A Computational Method for Prediction and Regionalization of Permafrost. *Arctic and Alpine Research*, 19(3), 279. <https://doi.org/10.1080/00040851.1987.12002602>
- Nelson, F. E., Shiklomanov, N. I., Mueller, G. R., Hinkel, K. M., Walker, D. A., & Bockheim, J. G. (1997). Estimating Active-Layer Thickness over a Large Region: Kuparuk River Basin, Alaska, U.S.A. *Arctic and Alpine Research*, 29(4), 367–378. <https://doi.org/10.1080/00040851.1997.12003258>
- Neumann, F. (1860). Lectures given in 1860s. See Riemann-Weber. Die partiellen Differentialgleichungen. In *Physik (5th ed., 1912)* (pp. 2–121).
- Nichol, S. L., & Boyd, R. (1993). Morphostratigraphy and facies architecture of sandy barriers along the Eastern Shore of Nova Scotia. *Marine Geology*, 114(1–2), 59–80. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(93\)90039-X](https://doi.org/10.1016/0025-3227(93)90039-X)
- Nielsen, D. M., Dobrynin, M., Baehr, J., Razumov, S., & Grigoriev, M. (2020). Coastal Erosion Variability at the Southern Laptev Sea Linked to Winter Sea Ice and the Arctic Oscillation. *Geophysical Research Letters*, 47(5). <https://doi.org/10.1029/2019GL086876>

- Nielsen, D. M., Pieper, P., Barkhordarian, A., Overduin, P., Ilyina, T., Brovkin, V., Baehr, J., & Dobrynin, M. (2022). Increase in Arctic coastal erosion and its sensitivity to warming in the twenty-first century. *Nature Climate Change*, *12*(3), 263–270. <https://doi.org/10.1038/s41558-022-01281-0>
- Ogorodov, S., Aleksyutina, D., Baranskaya, A. V., Shabanova, N., & Shilova, O. (2020). Coastal Erosion of the Russian Arctic: An Overview. *Journal of Coastal Research*, *95* (SI), 599–604. <https://doi.org/10.2112/SI95-117.1>
- O'Neill, K., & Miller, R. D. (1985). Exploration of a Rigid Ice Model of Frost Heave. *Water Resources Research*, *21*(3), 281–296. <https://doi.org/10.1029/WR021i003p00281>
- Penner, E. (1986). Aspects of ice lens growth in soils. *Cold Regions Science and Technology*, *13*(1), 91–100. [https://doi.org/10.1016/0165-232X\(86\)90011-X](https://doi.org/10.1016/0165-232X(86)90011-X)
- Pollard, W. (2018). Periglacial Processes in Glacial Environments. In *Past Glacial Environments* (pp. 537–564). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-100524-8.00016-6>
- Qi, J., Ma, W., & Song, C. (2008). Influence of freeze–thaw on engineering properties of a silty soil. *Cold Regions Science and Technology*, *53*(3), 397–404. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2007.05.010>
- R Core Team. (2019). *R: A language and environment for statistical computing*. R Foundation for Statistical Computing. <https://www.R-project.org/>
- Ramos, M., Aguirre-Puente, J., & Posado Cano, R. (1996). Soil freezing problem: an exact solution. *Soil Technology*, *9*, 29–38.
- Ravens, T. M., Jones, B. M., Zhang, J., Arp, C. D., & Schmutz, J. A. (2012). Process-Based Coastal Erosion Modeling for Drew Point, North Slope, Alaska. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, *138*(2), 122–130. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)WW.1943-5460.0000106](https://doi.org/10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000106)
- Reid, J. R. (1985). Bank-erosion processes in a cool-temperate environment, Orwell Lake, Minnesota. *Geological Society of America Bulletin*, *96*(6), 781. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1985\)96<781:BPIACE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1985)96<781:BPIACE>2.0.CO;2)
- Reimnitz, E., Kempema, E. W., & Barnes, P. W. (1987). Anchor ice, seabed freezing, and sediment dynamics in shallow Arctic Seas. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *92*(C13), 14671–14678. <https://doi.org/10.1029/JC092iC13p14671>
- Roelvink, D., Reniers, A. J. H. M., Van Dongeren, A., Van Thiel de Vries, J., Lescinski, J., & McCall, R. (2010). *XBeach model description and manual*.

- Roland, C. J. (2020). *Effect of freeze-thaw induced transient pore pressures on seasonality of coastal bluff erosion* [Master of Science (Geoscience)]. University of Wisconsin - Madison.
- Roland, C. J., Zoet, L. K., Rawling, J. E., & Cardiff, M. (2021). Seasonality in cold coast bluff erosion processes. *Geomorphology*, 374, 107520. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107520>
- Ruest, B., Neumeier, U., Dumont, D., Bismuth, E., Senneville, S., & Caveen, J. (2016). Recent wave climate and expected future changes in the seasonally ice-infested waters of the Gulf of St. Lawrence, Canada. *Climate Dynamics*, 46(1–2), 449–466. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2592-3>
- Sallenger, A. H. (2000). Storm impact scale for barrier islands. *Journal of Coastal Research*, 16(3), 890–895.
- Sallenger, A. H., Krabill, W., Brock, J., Swift, R., Manizade, S., & Stockdon, H. (2002). Sea-cliff erosion as a function of beach changes and extreme wave runup during the 1997–1998 El Niño. *Marine Geology*, 187(3–4), 279–297. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00316-X](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00316-X)
- Scrosati, R., & Eckersley, L. K. (2007). Thermal insulation of the intertidal zone by the ice foot. *Journal of Sea Research*, 58(4), 331–334. <https://doi.org/10.1016/j.seares.2007.08.003>
- Seibel, E., Carlson, C. T., & Maresca, J. W. (1976). Ice Ridge Formation: Probable Control by Nearshore Bars. *Journal of Great Lakes Research*, 2(2), 384–392. [https://doi.org/10.1016/S0380-1330\(76\)72301-3](https://doi.org/10.1016/S0380-1330(76)72301-3)
- Seibel, E., & Rossman, R. (1986). Lake and shore ice conditions on Southeastern Lake Michigan. *Impact of the Donald C. Cook Nuclear Plant. Great Lakes Research Division, Publication*, 22, 401–432.
- Shiklomanov, N. I., & Nelson, F. E. (2002). Active-layer mapping at regional scales: a 13-year spatial time series for the Kuparuk region, north-central Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13(3), 219–230. <https://doi.org/10.1002/ppp.425>
- Smith, M. (1990). Potential Responses of Permafrost to Climatic Change. *Journal of Cold Regions Engineering*, 4(1), 29–37. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0887-381X\(1990\)4:1\(29\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0887-381X(1990)4:1(29))
- Stefan, J. (1891). Ueber die Theorie der Eisbildung, insbesondere über die Eisbildung im Polarmeere. *Annalen Der Physik*, 278(2), 269–286. <https://doi.org/10.1002/andp.18912780206>
- Sterrett, R. J. (1980). *Factors and mechanics of bluff erosion on Wisconsin's Great Lakes Shorelines* [PhD]. University of Wisconsin - Madison.

- Swenson, M. J., Wu, C. H., Edil, T. B., & Mickelson, D. M. (2006). Bluff Recession Rates and Wave Impact Along the Wisconsin Coast of Lake Superior. *Journal of Great Lakes Research*, 32(3), 512–530.
- Syverson, K. M., Clayton, L., Attig, J. W., & Mickelson, D. M. (2011). *Lexicon of Pleistocene Stratigraphic Units of Wisconsin*.
- Taber, S. (1929). Frost Heaving. *The Journal of Geology*, 37(5), 428–461. <https://doi.org/10.1086/623637>
- Taber, S. (1930). The Mechanics of Frost Heaving. *The Journal of Geology*, 38(4), 303–317. <https://doi.org/10.1086/623720>
- Tawn, J. A. (1988). An extreme-value theory model for dependent observations. *Journal of Hydrology*, 101(1–4), 227–250.
- Torrance, J. K. (1983). Towards a general model of quick clay development. *Sedimentology*, 30(4), 547–555. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1983.tb00692.x>
- Trenhaile, A. S. (2010). Modeling cohesive clay coast evolution and response to climate change. *Marine Geology*, 277(1–4), 11–20. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.08.002>
- Turmel, D., Locat, P., Locat, J., Locat, A., & Leroueil, S. (2020). The energy reduction factor (FER) to model sensitive clay flowslides using in situ geotechnical and rheological data. *Landslides*, 17(4), 839–853. <https://doi.org/10.1007/s10346-019-01321-5>
- Van Vliet-Lanoë, B. (1998). Frost and soils: implications for paleosols, paleoclimates and stratigraphy. *CATENA*, 34(1–2), 157–183. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(98\)00087-3](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(98)00087-3)
- Volpano, C. A., Zoet, L. K., Rawling, J. E., Theuerkauf, E. J., & Krueger, R. (2020). Three-dimensional bluff evolution in response to seasonal fluctuations in Great Lakes water levels. *Journal of Great Lakes Research*, 46(6), 1533–1543. <https://doi.org/10.1016/j.jglr.2020.08.017>
- Walder, J., & Hallet, B. (1985). A theoretical model of the fracture of rock during freezing. *Geological Society of America Bulletin*, 96(3), 336. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1985\)96<336:ATMOTF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1985)96<336:ATMOTF>2.0.CO;2)
- Walkden, M. J. A., & Hall, J. W. (2005). A predictive Mesoscale model of the erosion and profile development of soft rock shores. *Coastal Engineering*, 52(6), 535–563. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2005.02.005>
- Wang, J., Bai, X., Hu, H., Clites, A., Colton, M., & Lofgren, B. (2012). Temporal and Spatial Variability of Great Lakes Ice Cover, 1973–2010\*. *Journal of Climate*, 25(4), 1318–1329. <https://doi.org/10.1175/2011JCLI4066.1>

- Washburn, A. L. (1979). *Geocryology: A survey of periglacial processes and environments*.
- Wickham, H. (2021). *tidyr: Tidy Messy Data. R package version 1.1.3*. <https://CRAN.R-project.org/package=tidyr>
- Wickham, H., François, R., Henry, L., & Müller, K. (2021). *dplyr: A Grammar of Data Manipulation. R package version 1.0.6*. <https://CRAN.R-project.org/package=dplyr>
- Williams, P. J., & Smith, M. W. (1989). *The frozen earth: fundamentals of geocryology*. Cambridge University Press.
- Wobus, C., Anderson, R. S., Overeem, I., Matell, N., Clow, G., & Urban, F. (2011). Thermal Erosion of a Permafrost Coastline: Improving Process-Based Models Using Time-Lapse Photography. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 43(3), 474–484. <https://doi.org/10.1657/1938-4246-43.3.474>
- Zhang, T., Frauenfeld, O. W., Serreze, M. C., Oelke, C., McCreight, J., Barry, R. G., Gilichinsky, D., Yang, D., Ye, H., Ling, F., & Chudinova, S. (2005). Spatial and temporal variability in active layer thickness over the Russian Arctic drainage basin. *Journal of Geophysical Research*, 110(D16), D16101. <https://doi.org/10.1029/2004JD005642>
- Zhang, Y., Chen, W., & Riseborough, D. W. (2008). Disequilibrium response of permafrost thaw to climate warming in Canada over 1850–2100. *Geophysical Research Letters*, 35(2), L02502. <https://doi.org/10.1029/2007GL032117>
- Zoet, L. K., & Rawling, J. E. (2017). Analysis of a sudden bluff failure along the southwest Lake Michigan shoreline. *Journal of Great Lakes Research*, 43(6), 999–1004. <https://doi.org/10.1016/j.jglr.2017.09.002>
- Zwissler, B., Oommen, T., & Vitton, S. (2014). A Study of the Impacts of Freeze–Thaw on Cliff Recession at the Calvert Cliffs in Calvert County, Maryland. *Geotechnical and Geological Engineering*, 32(4), 1133–1148. <https://doi.org/10.1007/s10706-014-9792-1>
- Zwissler, B., Oommen, T., & Vitton, S. (2016). Method to Quantify Freeze-Thaw Effects on Temperate Climate Soils: Calvert Cliffs. *Journal of Cold Regions Engineering*, 30(4), 06016002. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)CR.1943-5495.0000103](https://doi.org/10.1061/(ASCE)CR.1943-5495.0000103)

## ANNEXE RÉGIMES THERMIQUES OBSERVÉES

Cette section présente les données recueillies par les cinq stations de suivi de température de la falaise (les « tiges thermiques » ou « *thermal pins* ») décrites au chapitre 2. Les cinq tiges ont été installées le 13 novembre 2020 et ont enregistré les températures des sédiments toutes les heures jusqu'à la fin du mois de février 2021, à l'exception de la TP3, qui a été récupérée un mois plus tôt.

La sensibilité des sédiments aux changements de température de l'air et à la surface de la paroi a été estimée sur la base de la fonction de corrélation croisée, exprimée comme le facteur d'autocorrélation (ACF) entre les ensembles de données. Cette fonction donne la corrélation entre les observations de deux séries temporelles décalées d'un certain nombre de délais unitaires (« *lag* »). Des valeurs d'ACF plus élevées associées à un certain décalage indiquent la période pendant laquelle une série temporelle est la mieux corrélée avec une autre.

### A.1 TIGE THERMIQUE TP1

Les données à la station TP1 ont été prises entre 2020/11/13 et 2021/02/25. Deux mètres d'érosion ont été observés à cette station. Les diagrammes ACF montrent une réponse au changement de la température de l'air dans un délai d'un à deux heures dans les 50 cm supérieures. L'ACF maximale était associée à un décalage de > 25 heures.

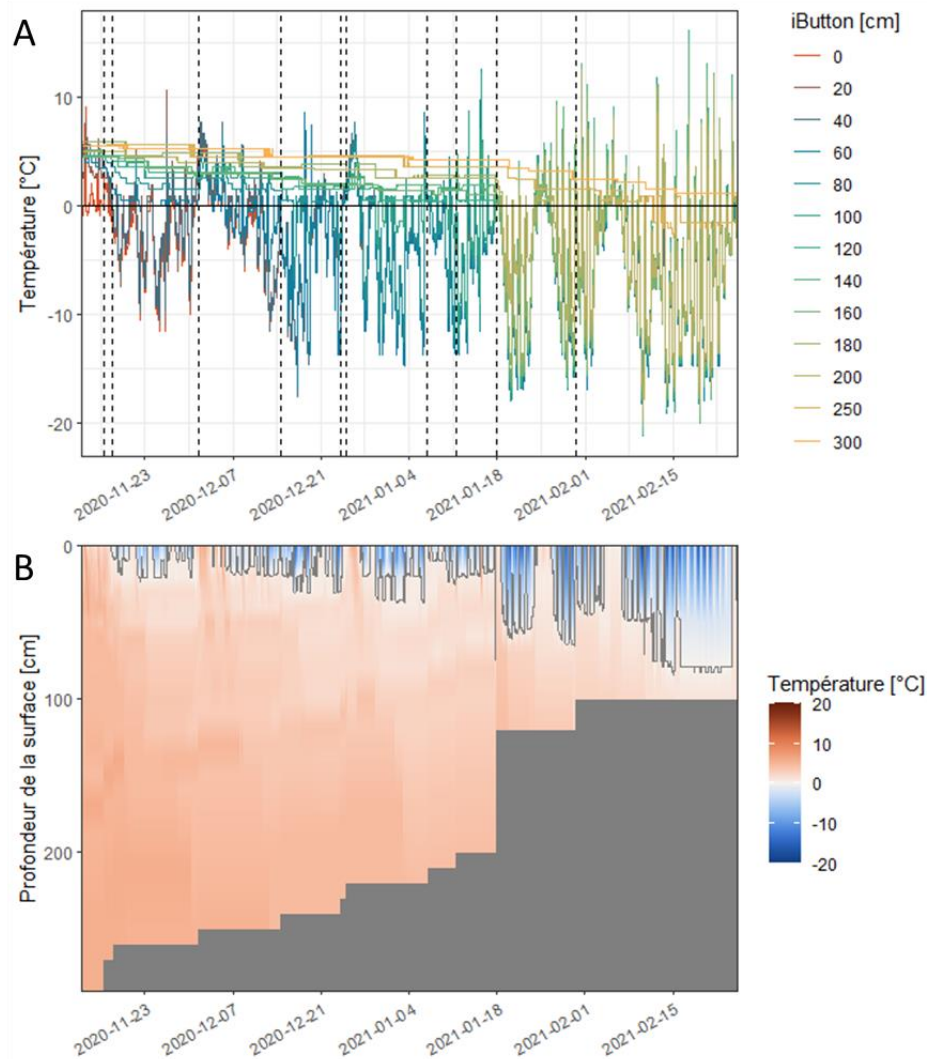


Figure 18(A) Les températures enregistrées à la TP1 organisées en fonction de distance des capteurs par rapport à l'extrémité de la tige, les événements d'érosion indiqués par des lignes pointillées. Certaines lignes (de 10, 30, 50, 70, 90 cm) sont omises pour des raisons de clarté. (B) Les températures interpolées à 1 cm, en fonction de la distance par rapport à la paroi de la falaise. L'isotherme 0°C indique la limite de gel/dégel.

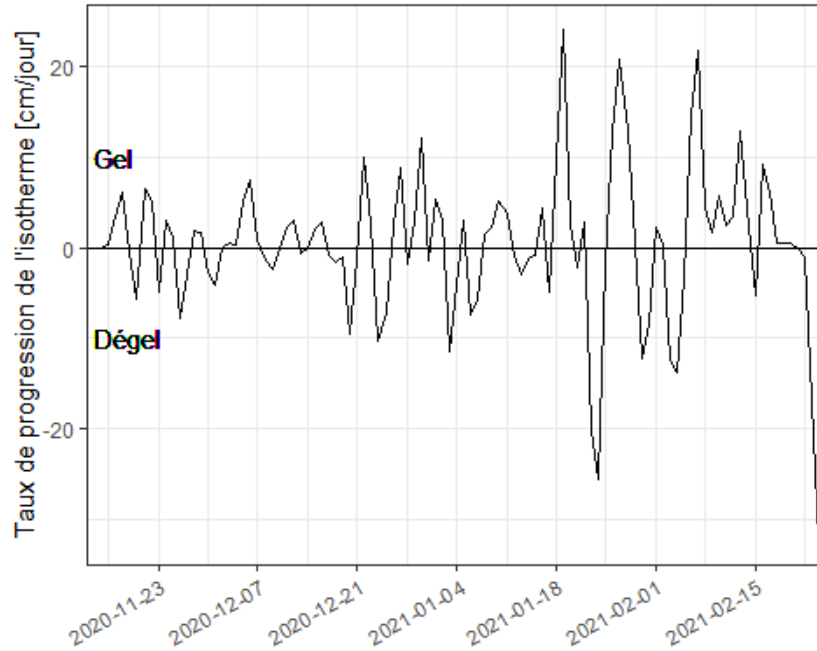


Figure 19. Taux de progression de l'isotherme  $0^{\circ}\text{C}$  enregistré à la TP1, interprété comme le taux de progression du front de gel par rapport à la paroi. Les valeurs positives indiquent des conditions de gel et les valeurs négatives de conditions de dégel.

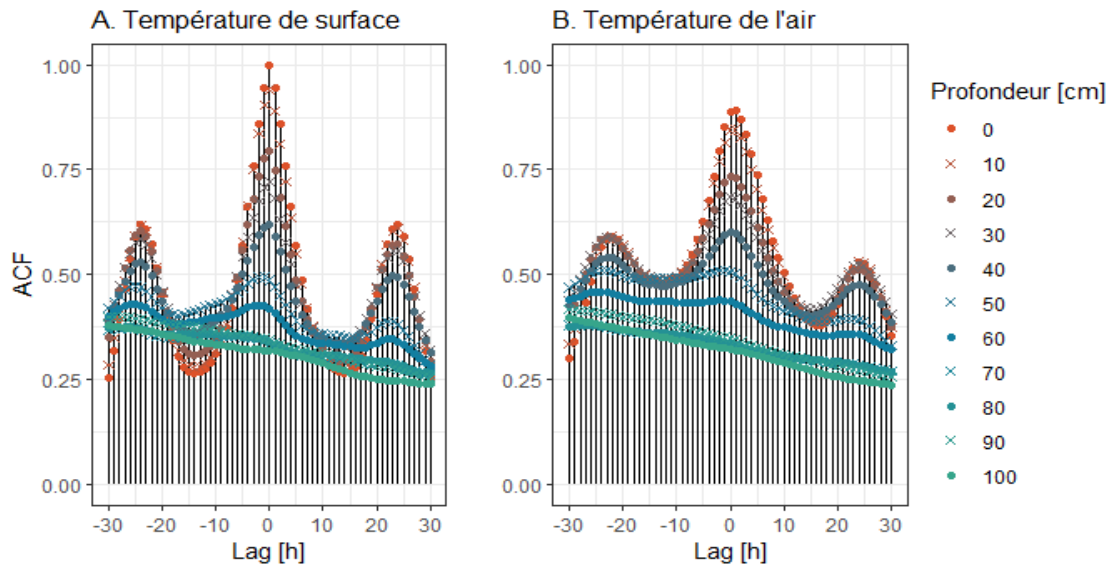


Figure 20. Les valeurs de la fonction d'autocorrélation (ACF) des séries temporelles de température du TP1 en fonction de la profondeur par rapport à la surface, comparées aux séries temporelles de la température (A) à la surface et (B) de l'air.



## A.2 TIGE THERMIQUE TP2L

Les données à la station TP2L (la tige du bas à cet endroit) ont été prises entre 2020/11/13 et 2021/02/25. À cette station, 1,4 m d'érosion ont été observés. Les diagrammes ACF montrent une réponse au changement de la température de l'air dans un délai d'un à deux heures dans les 20 cm supérieures. L'ACF maximale était associée à un décalage de >28 heures à des profondeurs de 30cm et plus.

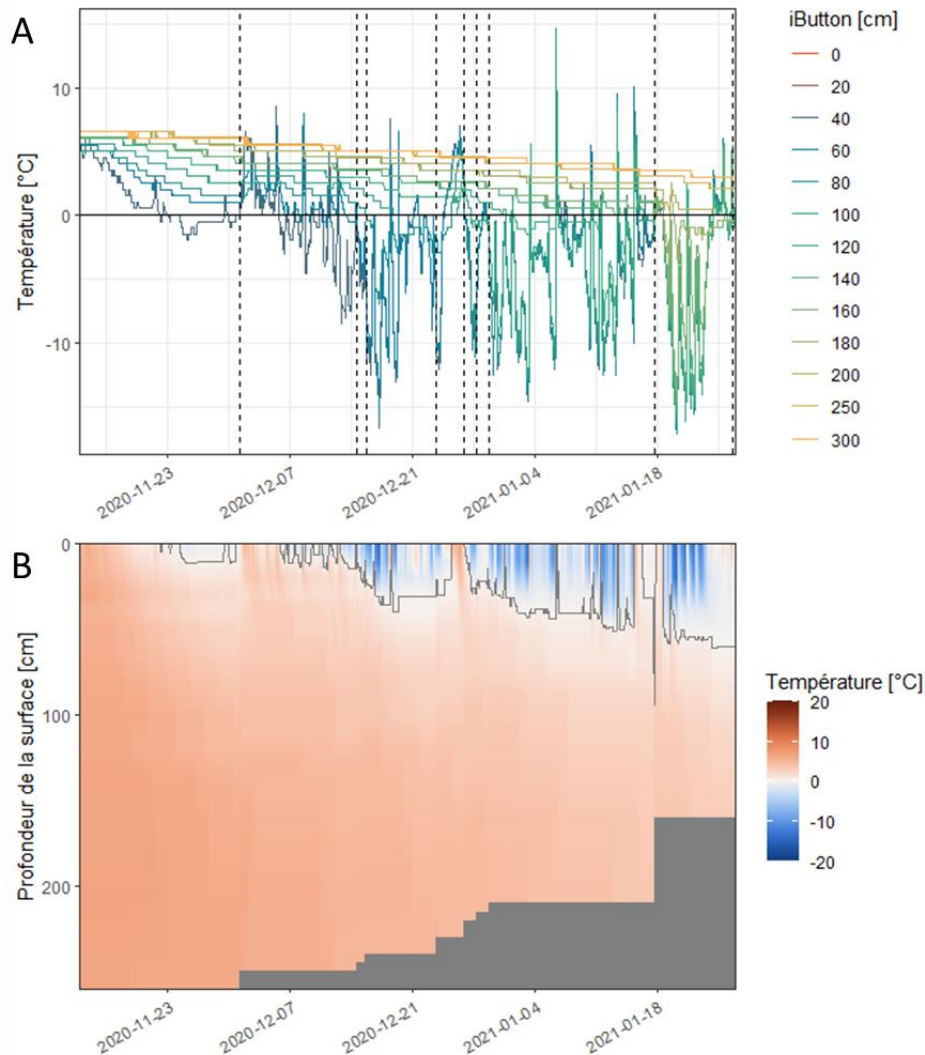


Figure 21(A) Les températures enregistrées à la TP2L organisées en fonction de distance des capteurs par rapport à l'extrémité de la tige, les événements d'érosion indiqués par des lignes pointillées. Certaines lignes (de 10, 30, 50, 70, 90 cm) sont omises pour des raisons de clarté. (B) Les températures interpolées à 1 cm, en fonction de la distance par rapport à la paroi de la falaise. L'isotherme 0°C indique la limite de gel/dégel.

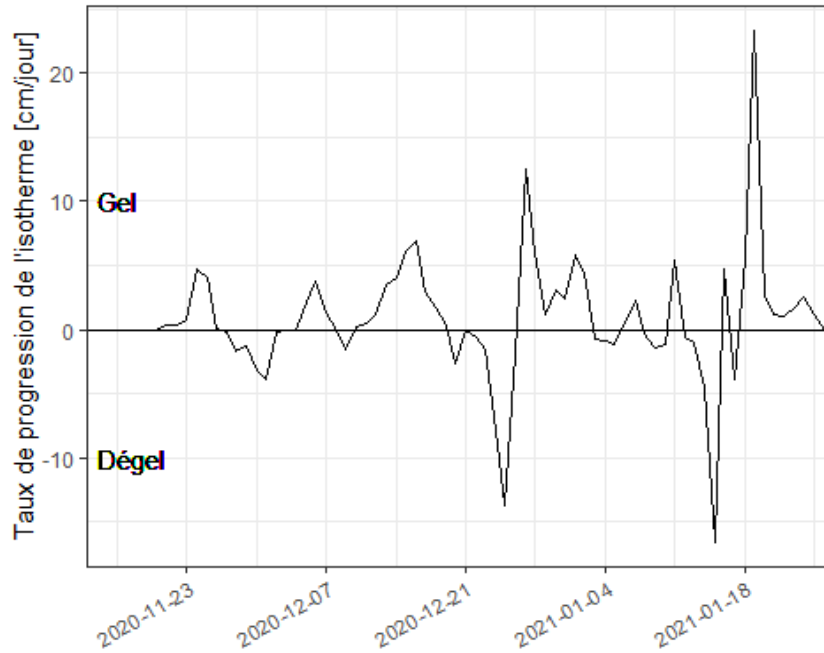


Figure 22. Taux de progression de l'isotherme 0°C enregistré à la TP2L, interprété comme le taux de progression du front de gel par rapport à la paroi. Les valeurs positives indiquent des conditions de gel et les valeurs négatives de conditions de dégel.

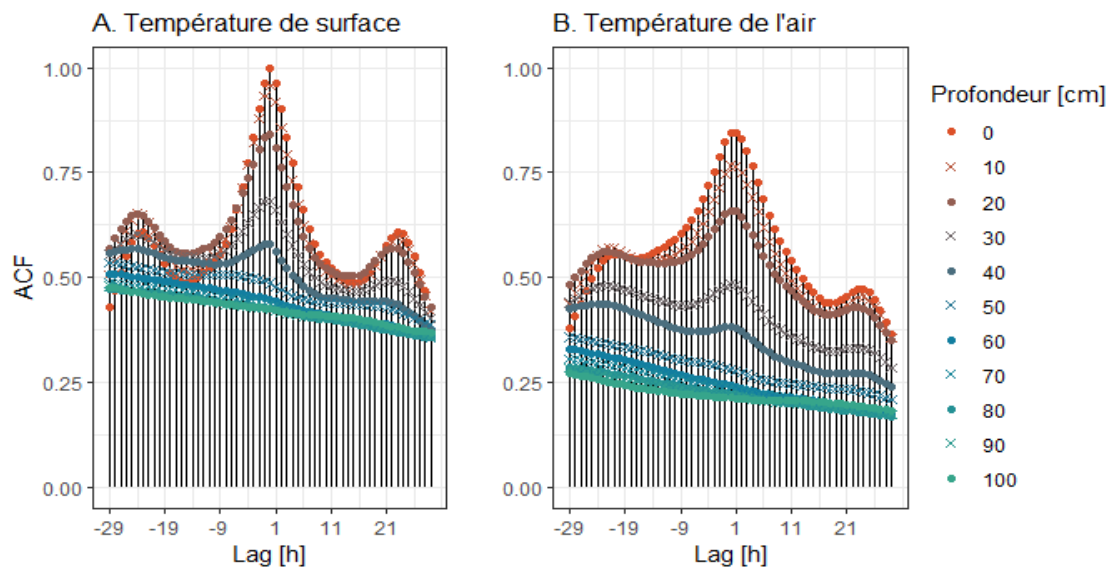


Figure 23. Les valeurs de la fonction d'autocorrélation (ACF) des séries temporelles de température du TP2L en fonction de la profondeur par rapport à la surface, comparées aux séries temporelles de la température (A) à la surface et (B) de l'air.

### A.3 TIGE THERMIQUE TP2U

Les données à la station TP2U (la tige du haut à cet endroit) ont été prises entre 2020/11/13 et 2021/02/25. À cette station, 1.8 m d'érosion ont été observés. Les diagrammes ACF montrent une réponse au changement de la température de l'air dans un délai d'un à deux heures dans les 20 cm supérieures. L'ACF maximale était associée à un décalage de >25 heures à des profondeurs de 30cm et plus.

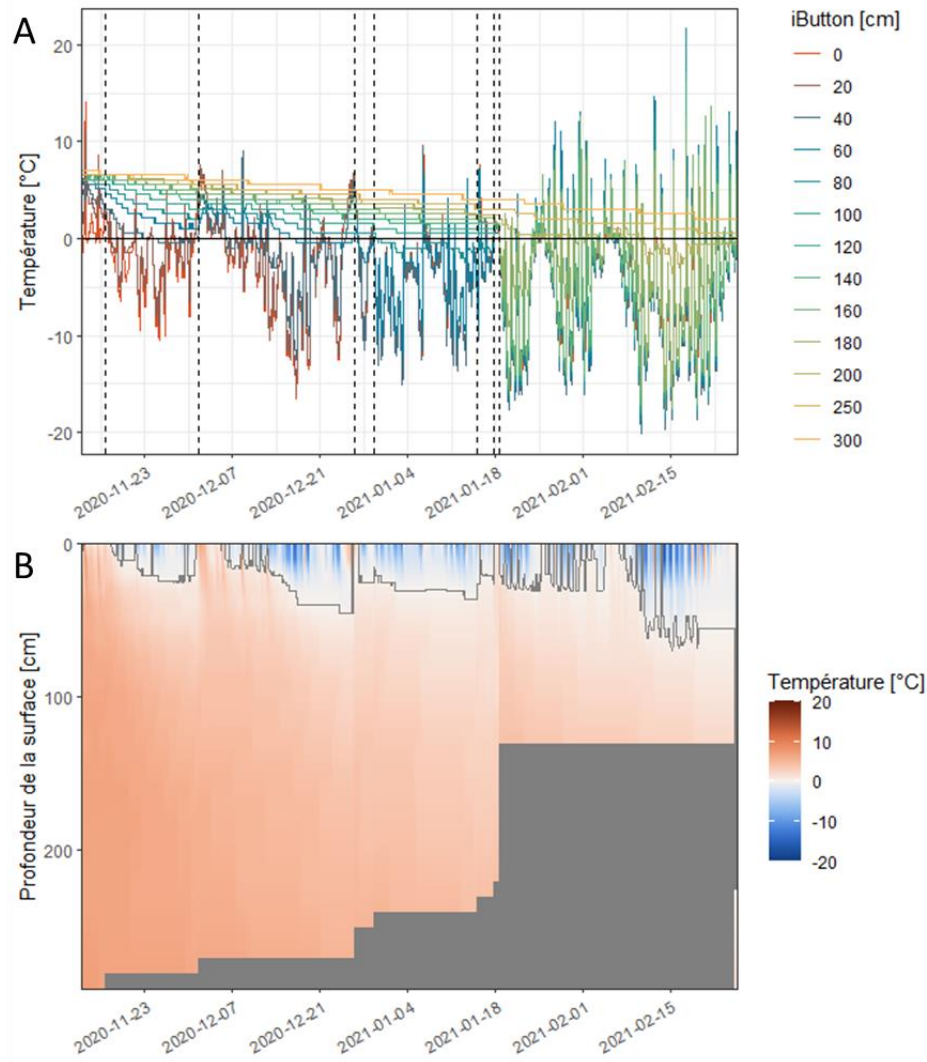


Figure 24(A) Les températures enregistrées à la TP2U organisées en fonction de distance des capteurs par rapport à l'extrémité de la tige, les événements d'érosion indiqués par des lignes pointillées. Certaines lignes (de 10, 30, 50, 70, 90 cm) sont omises pour des raisons de clarté. (B) Les températures interpolées à 1 cm, en fonction de la distance par rapport à la paroi de la falaise. L'isotherme 0°C indique la limite de gel/dégel.

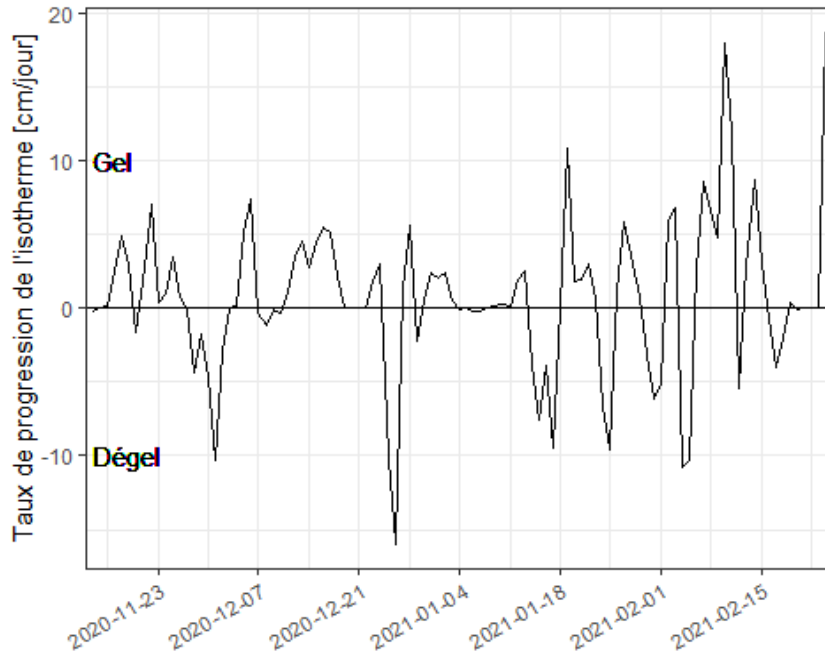


Figure 25. Taux de progression de l'isotherme 0°C enregistré à la TP2U, interprété comme le taux de progression du front de gel par rapport à la paroi. Les valeurs positives indiquent des conditions de gel et les valeurs négatives de conditions de dégel.

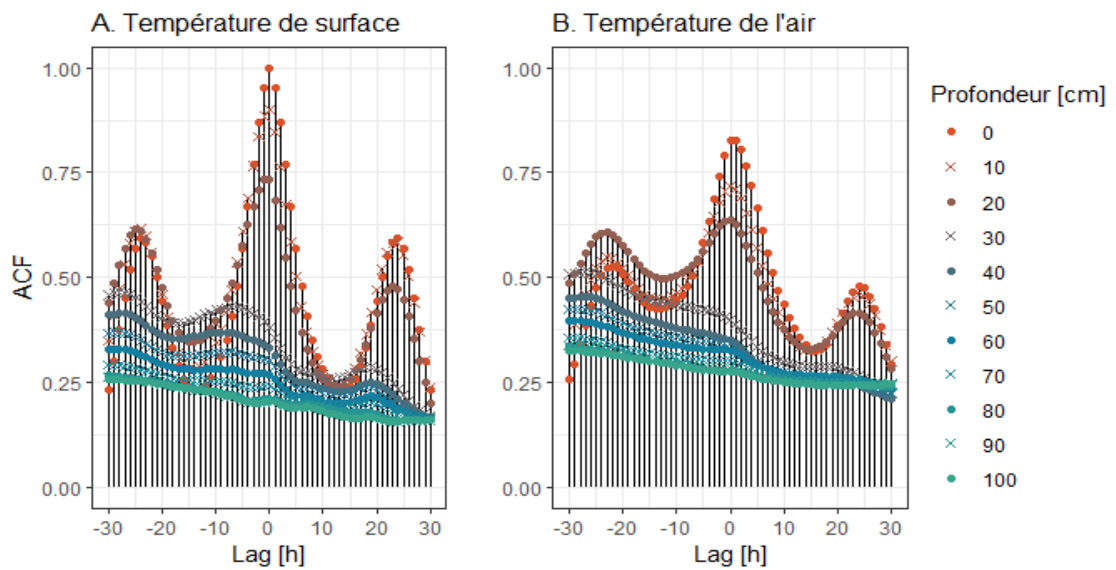


Figure 26. Les valeurs de la fonction d'autocorrélation (ACF) des séries temporelles de température du TP2U en fonction de la profondeur par rapport à la surface, comparées aux séries temporelles de la température (A) à la surface et (B) de l'air.

#### A.4 TIGE THERMIQUE TP3L

Les données à la station TP3L (la tige du bas à cet endroit) ont été prises entre 2020/11/13 et 2021/01/26, après cette date, il semble que la tige a été infiltré par de l'eau. Environ 30 cm d'érosion ont été observés à cette station. Les diagrammes ACF montrent une réponse au changement de la température de l'air dans un délai de un à deux heures dans le 20 cm supérieures. À 30cm, l'ACF maximale était associée à un décalage de 7 heures, et plus en profondeur c'était de >15 heures.

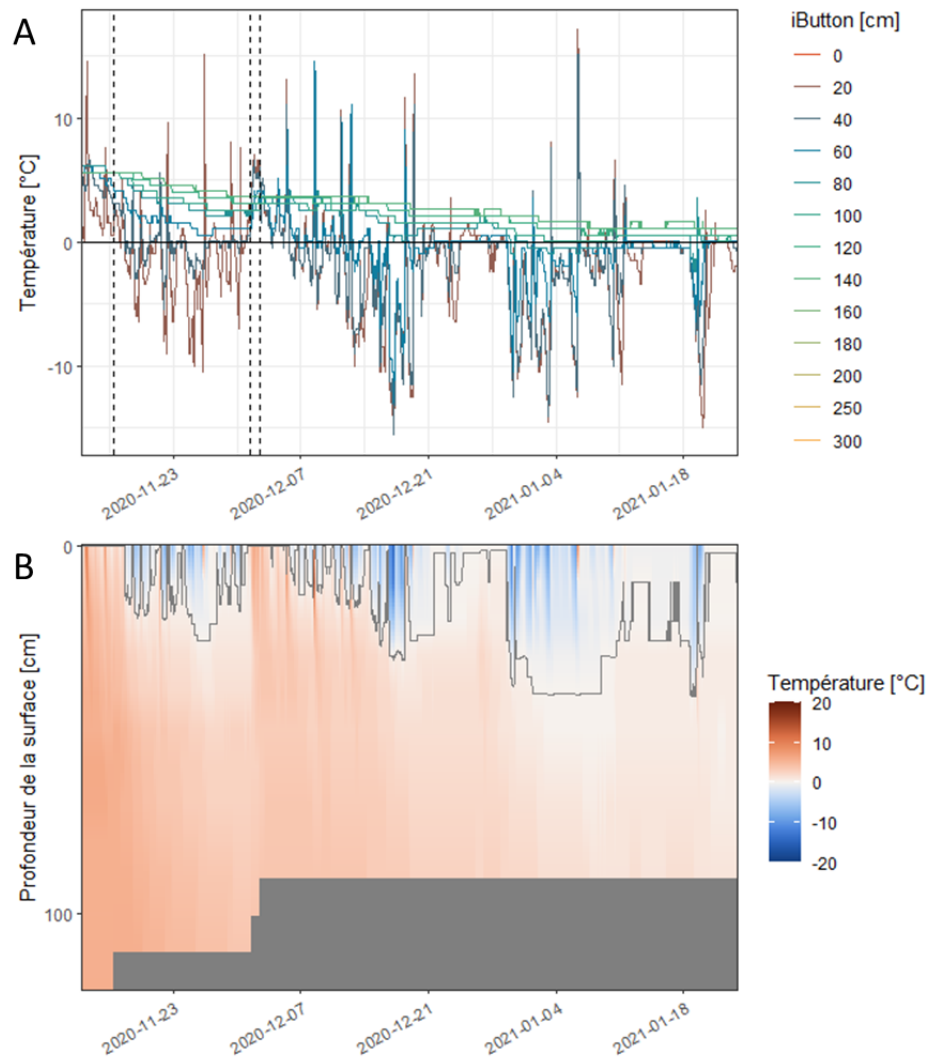


Figure 27(A) Les températures enregistrées à la TP3L organisées en fonction de distance des capteurs par rapport à l'extrémité de la tige, les événements d'érosion indiqués par des lignes pointillées. Certaines lignes (de 10, 30, 50, 70, 90 cm) sont omises pour des raisons de clarté. (B) Les températures interpolées à 1 cm, en fonction de la distance par rapport à la paroi de la falaise. L'isotherme 0°C indique la limite de gel/dégel.

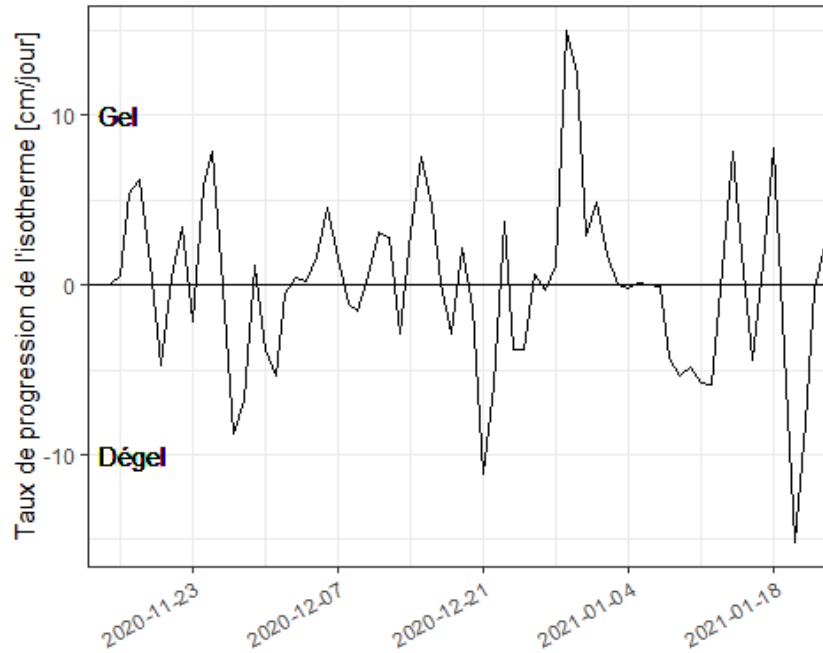


Figure 28. Taux de progression de l'isotherme 0°C enregistré à la TP3L, interprété comme le taux de progression du front de gel par rapport à la paroi. Les valeurs positives indiquent des conditions de gel et les valeurs négatives de conditions de dégel.

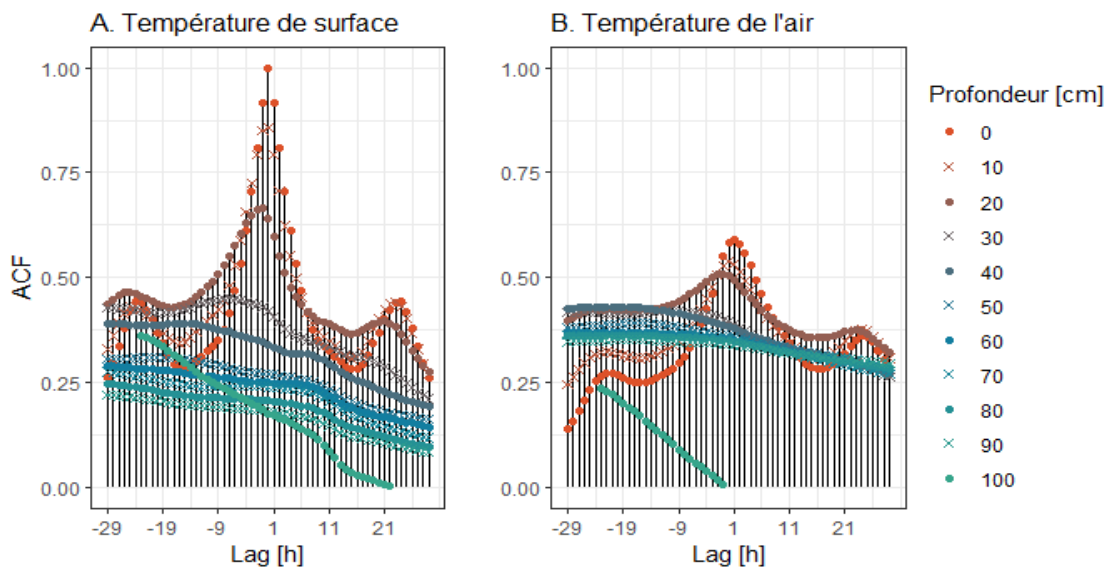


Figure 29. Les valeurs de la fonction d'autocorrélation (ACF) des séries temporelles de température du TP3L en fonction de la profondeur par rapport à la surface, comparées aux séries temporelles de la température (A) à la surface et (B) de l'air.

### A.5 TIGE THERMIQUE TP3U

Les données à la station TP3U (la tige du haut à cet endroit) ont été prises entre 2020/11/13 et 2021/02/25. Au cours de la première moitié de la période d'observation, l'érosion a atteint environ 70 cm. La tige a ensuite été réenfouie dans environ 20 cm de sédiments (quand les capteurs de 50 à 70 cm rejoignent la signature de la température du sédiment). Les diagrammes ACF montrent une réponse au changement de la température de l'air dans un délai d'un à deux heures dans les 10 cm supérieures, et un peu moins sensible à 20-30 cm (décalage de 6-8 heures). À 40 cm et plus, l'ACF maximale était associée à un décalage de >29 heures.

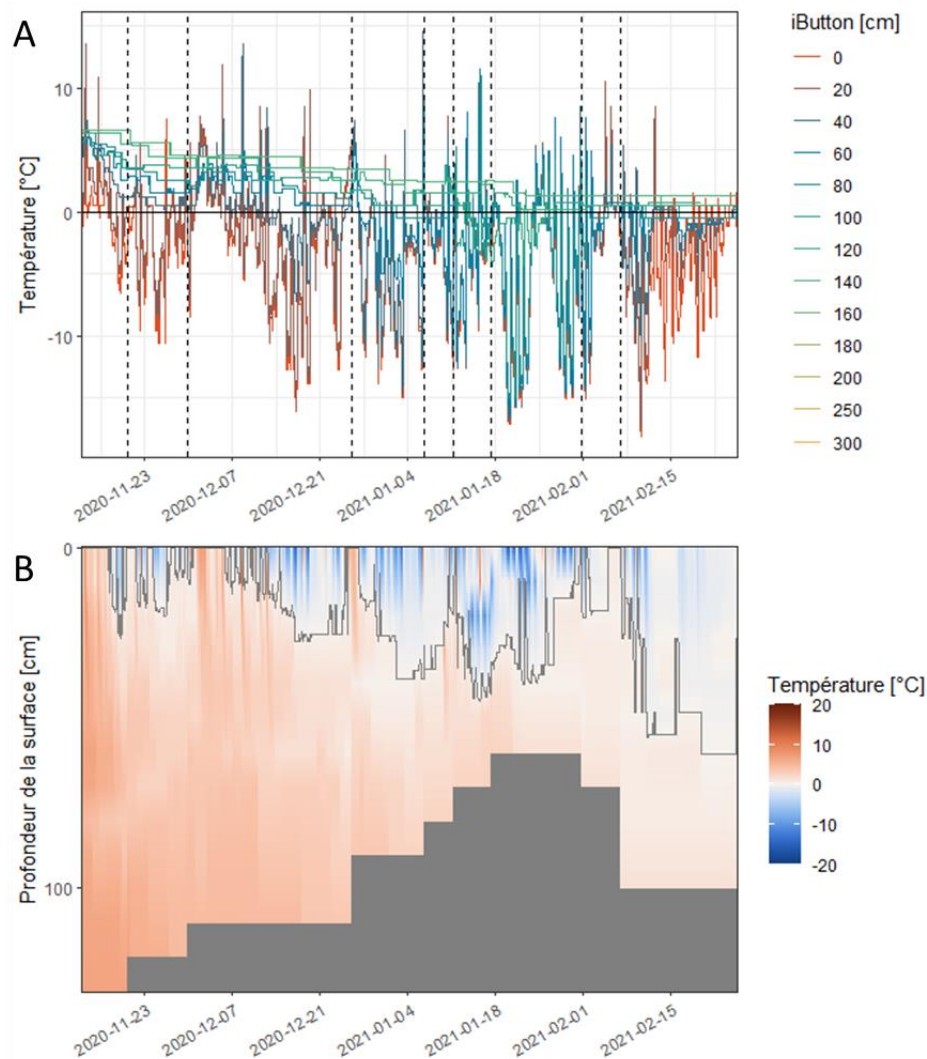


Figure 30(A) Les températures enregistrées à la TP3U organisées en fonction de distance des capteurs par rapport à l'extrémité de la tige, les événements d'érosion indiqués par des lignes pointillées. Certaines lignes (de 10, 30, 50, 70, 90 cm) sont



omises pour des raisons de clarté. (B) Les températures interpolées à 1 cm, en fonction de la distance par rapport à la paroi de la falaise. L'isotherme 0°C indique la limite de gel/dégel.

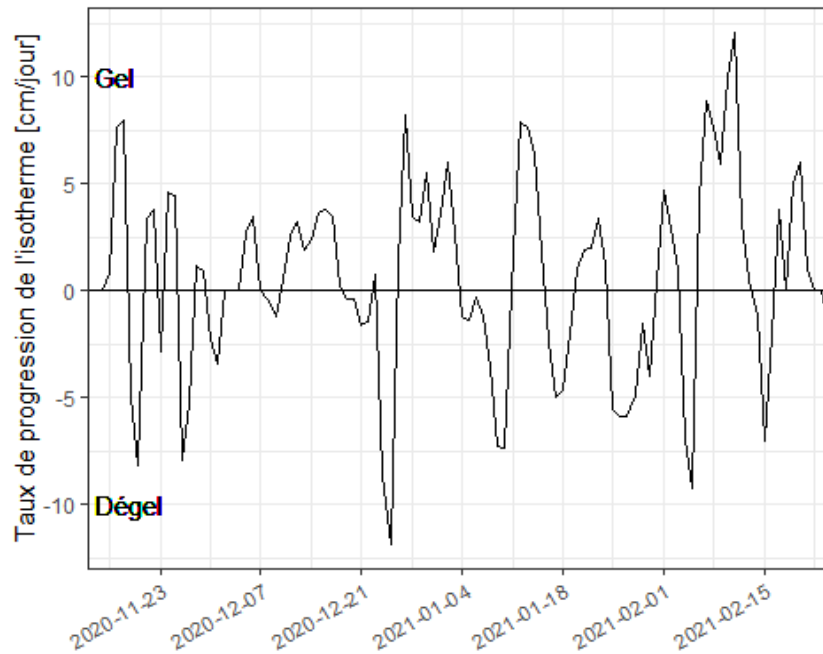


Figure 31. Taux de progression de l'isotherme 0°C enregistré à la TP3U, interprété comme le taux de progression du front de gel par rapport à la paroi. Les valeurs positives indiquent des conditions de gel et les valeurs négatives de conditions de dégel.

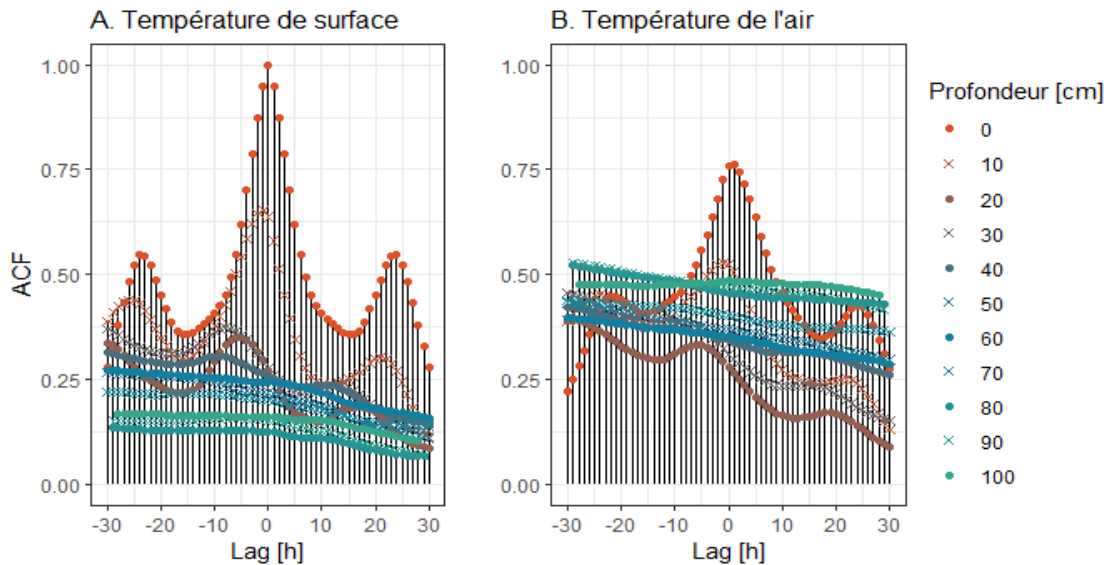


Figure 32. Les valeurs de la fonction d'autocorrélation (ACF) des séries temporelles de température du TP3U en fonction de la profondeur par rapport à la surface, comparées aux séries temporelles de la température (A) à la surface et (B) de l'air.