



HAL
open science

Signatures morphosédimentaires de la dynamique juxta-glaciaire à la transition de fronts glaciaires marins à terrestres : le cas de la Côte-Nord du Québec (estuaire et golfe du St Laurent)

Charles Brionne

► To cite this version:

Charles Brionne. Signatures morphosédimentaires de la dynamique juxta-glaciaire à la transition de fronts glaciaires marins à terrestres : le cas de la Côte-Nord du Québec (estuaire et golfe du St Laurent). Sciences de la Terre. Université de Strasbourg; Université Laval (Québec, Canada), 2024. Français. NNT : 2024STRAH005 . tel-04688012

HAL Id: tel-04688012

<https://theses.hal.science/tel-04688012v1>

Submitted on 4 Sep 2024

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



École Doctorale des Sciences de la Terre et de l'Environnement (ED 413)

Institut Terre & Environnement de Strasbourg (UMR 7063)

THÈSE présentée par :

Charles BRIONNE

soutenue le : **29 mai 2024**

en co-tutelle avec l'Université de Laval (Québec)

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'Université de Strasbourg**

Discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers

**Signatures morphosédimentaires de la
dynamique juxta-glaciaire à la transition
de fronts glaciaires marins à terrestres**

**le cas de la Côte-Nord du Québec
(estuaire et golfe du St-Laurent)**

THÈSE dirigée par :

M. GHIENNE Jean-François Chercheur CNRS, ITES Strasbourg – UMR 7063
M. LAJEUNESSE Patrick Professeur, Géographie, Université Laval, Québec

RAPPORTEURS :

Mme TESSIER Bernadette Directeur de recherche CNRS, M2C Caen – UMR 6143
M. LOI Alfredo Professeur, Sciences chimiques et géologiques,
Université de Cagliari, Italie

AUTRES MEMBRES DU JURY :

M. DIETRICH Pierre Chercheur CNRS, Géosciences Rennes – UMR 6118
M. RIXHON Gilles Professeur, Géographie, LIVE Strasbourg – UMR 7362

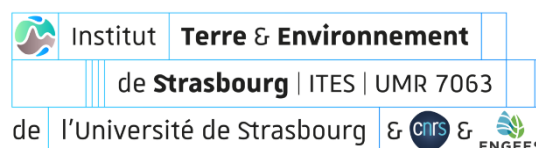
AVANT-PROPOS

Ce travail de thèse s’inscrit dans la continuité de deux axes de recherches développés ces dernières années par chacun des deux co-directeurs de thèse : (1) le premier à Strasbourg sur l’enregistrement sédimentaire des glaciations anciennes, ainsi que (2), du côté de Québec portant sur les enregistrements morpho-sédimentaires des dynamiques glaciaires des marges de l’Inlandsis Laurentidien. La collaboration de Jean-François Ghienne appartenant à l’Institut Terre et Environnement de Strasbourg (ITES) et de Patrick Lajeunesse (Université Laval, Québec), co-directeurs de cette thèse, a permis le développement d’un nouvel axe de recherche portant sur les glaciations quaternaires dans la région de l’estuaire et du golfe du Saint-Laurent, recherche qui a permis l’aboutissement de plusieurs doctorats comme ceux de Pierre Dietrich qui a soutenu en 2015 et Pierre-Olivier Couette en cotutelle ayant soutenu en 2022.

Ce doctorat co-encadré par Jean-François Ghienne et Patrick Lajeunesse, a largement bénéficié du concours de Pierre-Olivier Couette, Mathieu Schuster (Université de Strasbourg), mais aussi énormément de l’équipe de recherche présente à l’Université Laval avec Jean-François Bernier, Sydney Meury, Alexis Belko, Etienne Brouard (Ressources Naturelles du Canada, Ottawa, Canada). La présente contribution a également bénéficié d’un financement débuté en octobre 2020 par le biais d’une bourse CNRS, ainsi que du soutien financier de l’Institut National des Sciences de l’Univers (SYSTER, INSU), de l’Institut Polaire Français Paule-Émile Victor (IPEV), de fonds issus du programme de recherche Sentinelle Nord (Canada) et du Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada (CRSNG).



UNIVERSITÉ
LAVAL



RÉSUMÉ ÉTENDU

La reconstruction des séquences de déglaciation des paléo-inlandsis est un élément indispensable à la compréhension des dynamiques de retraits glaciaires. Elle contribue notamment à mieux prédire le comportement des inlandsis modernes face au changement climatique en cours. Un inlandsis en retrait laisse généralement derrière lui un grand nombre de morphologies d'origines glaciaires et d'archives sédimentaires associées, bien préservées en ce qui concerne la période consécutive au Dernier Maximum Glaciaire (DGM ; environ 20 000 ans à 6 000 ans BP). La transition marine à continentale des marges glaciaires constitue une étape clé à l'échelle de cette séquence de déglaciation. La dynamique de retrait glaciaire est alors influencée par de multiples facteurs d'échelle locale, voire régionale, dont les principaux sont (i) le climat (période et/ou événements de refroidissement) (ii) l'héritage structural, à l'origine des topographies à la base de l'inlandsis) (iii) la chute rapide du niveau marin relatif (NMR) en contexte de rebond glacio-isostatique. Mieux comprendre quel(s) facteur(s) et dans quelle mesure ils influencent la dynamique de retrait et son enregistrement lors de la transition marine à continentale de la marge glaciaire constitue la démarche dans laquelle s'inscrit ce travail. Étudier la dernière déglaciation permet aussi de mieux comprendre les enregistrements sédimentaires des glaciations anciennes pour lesquelles le travail de reconstruction est rendu difficile étant donné la préservation parcellaire des morpho-stratigraphies de déglaciation.

Ce travail de doctorat s'intéresse plus particulièrement à la séquence de déglaciation de la marge sud-orientale de l'Inlandsis Laurentidien (LIS) en Amérique du Nord. Celle-ci débute au Wisconsinien tardif et se termine dans l'Holocène. Le LIS constituait alors le plus vaste système glaciaire de l'hémisphère nord, influençant alors le climat mondial. La zone d'étude se localise plus précisément le long de la Côte-Nord du Québec, c'est-à-dire le long de la rive nord de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent. Ce domaine de relative basse latitude permet d'explorer la part des archives morphostratigraphiques de la dernière séquence de déglaciation qui résulte de l'édification de vastes systèmes de dépôt (ou complexes deltaïques) au pied d'un escarpement littoral coïncidant avec la transition d'une marge

glaciaire marine à une marge glaciaire continentale. Il s'agit alors de (i) comprendre si, et si oui, comment, cet escarpement littoral a influencé la dynamique de retrait, et ainsi (ii) de caractériser la contribution de cet escarpement par rapport à la signature morphostratigraphique de ce retrait.

Ce mémoire de thèse se scinde en deux parties : (i) La caractérisation d'un système de cannelures caractéristiques de la Côte-Nord (Partie A), et (ii) l'étude d'un complexe sédimentaire de déglaciation enregistrant précisément cette transition marine à continentale de la marge glaciaire du LIS : il s'agit du complexe sédimentaire de Pentecôte situé dans la partie interne du golfe du Saint-Laurent (Partie B). Une double approche a été nécessaire pour reconstruire l'histoire de ce complexe comprenant une cartographie et une analyse géomorphologique, ainsi que l'étude de la succession sédimentaire résultante mise à jour par l'incision des rivières associées à ce complexe.

Un ensemble de plus de 1 200 cannelures a été cartographié par le biais d'une imagerie de télédétection laser aéroportée (LiDAR) complétée pour les cas les plus intéressants à l'aide d'une caractérisation sur le terrain. Les cannelures de la Côte-Nord du Saint-Laurent apparaissent comme des morphologies issues de mécanismes d'érosion sous-glaciaire dominés par l'abrasion. Longues de quelques centaines de mètres, elles sont systématiquement orientées perpendiculairement à l'escarpement littoral. Elles présentent des longueurs d'onde métriques à décamétriques pour des profondeurs métriques à plurimétriques. La cartographie indique une distribution spatialisée sur l'escarpement côtier de l'actuelle Côte-Nord et plus particulièrement sur le toit de la face aval de proéminences topographiques de l'escarpement positionnées sous la limite marine (environ 150 m). Ces proéminences favorisent une augmentation locale de la force de friction sur le substrat rocheux lors du passage du glacier. La présence de tronçons littoraux sans cannelures suggère que l'augmentation de la vitesse de la glace caractérisée par la présence d'une ligne d'ancrage tout au long d'une marge glaciaire marine linéaire n'a pas été le seul facteur de formation des cannelures.

Un modèle est développé pour la formation de ces cannelures. Celles-ci se seraient formées entre cinq à vingt kilomètres en arrière des lignes d'ancrage au niveau desquelles les flux glaciaires accélèrent en réponse à une friction faible à nulle (le glacier, dont la base se

situé entre 100 et 300 m sous le niveau de la mer, y étant en partie supporté par sa flottabilité). Les cannelures caractériseraient alors un segment de l'escarpement au toit duquel l'accélération du flux glaciaire est encore notable, mais suffisamment en arrière de la marge pour que les forces de friction s'y exercent encore à plein ; le résultat étant alors une capacité d'abrasion augmentée. Le contexte de proéminence focalise cette abrasion au même endroit sur une période relativement longue, laissant le temps d'imprimer les cannelures sur une bande de faible largeur.

Dans ce modèle, les cannelures de la Côte-Nord traduiraient les premiers indices d'une stabilisation induite par la présence de l'escarpement. Si elles enregistrent la proximité grandissante de la marge glaciaire par rapport à l'escarpement littoral de la Côte-Nord du Québec, elles sont également une conséquence directe de la présence de cet escarpement. La dynamique de retrait de la marge orientale de l'Inlandsis Laurentidien, et les marques associées de l'abrasion sous-glaciaire, ont donc été fortement influencées par l'héritage structural. Ce n'est qu'à la suite de ce retrait se déroulant exclusivement en domaine marin, que la marge glaciaire poursuit son recul sur les reliefs de l'escarpement : c'est à partir de ce moment que débute l'histoire du CSP.

Le complexe sédimentaire de Pentecôte (CSP) est un ensemble morphosédimentaire mis en place dans un contexte de rebond isostatique et de chute du niveau marin relatif (NMR). Il s'étend sur environ 50 km², pour une épaisseur moyenne de 80 mètres (volume sédimentaire estimé à environ 4 km³). Il se localise à l'embouchure d'un système de fjord-lacustre (Lac Pentecôte) séparé du domaine ouvert sur la mer par un seuil rocheux à environ 80 m d'altitude. Le CSP est bordé au sud-ouest par un haut-plateau s'élevant entre 400 et 500 mètres d'altitude et au nord-est par des basses terres comprises entre 100 et 150 mètres d'altitude s'étirant jusqu'à Sept-Îles.

L'approche géomorphologique a permis de mettre en évidence plusieurs particularités. Le système morainique passe d'un unique front morainique à Sept-Îles, à environ trois principaux à l'est de Pentecôte, et jusqu'à dix fronts morainiques ou plus à l'ouest du CSP sur le haut-plateau. Un système de moraines de récession est également observé indiquant la préservation des réavancées saisonnières, ainsi que des sédiments lacustres qui traduisent la mise en place de lacs proglaciaires temporairement barrés par la marge glaciaire.

Ce signal morainique peut être interprété comme un enregistrement différencié localement à l'échelle régionale d'une même évolution climatique. La présence du haut-plateau permet une meilleure préservation du signal de retrait de la marge glaciaire. Le haut-plateau se comporte donc comme un enregistreur d'une dynamique polyphasée effacée latéralement par les réavancées ultérieures, mais qu'il est cependant possible d'identifier dans l'enregistrement sédimentaire du CSP.

L'étude sédimentologique et morphostratigraphique le long des deux rivières incisant le CSP a permis de mettre en évidence l'existence de trois systèmes de dépôts consécutifs : (i) un éventail turbiditique progradant constitué de plusieurs séquences au sein desquelles alternent des dépôts sableux, voire conglomératiques et des faciès argileux marqués par des rythmites (modulation tidale et fluvioglaciaire), parfois à galets délestés, particulièrement bien exprimées en base des lits frontaux et dans les *bottomsets* ; (ii) un système deltaïque composé de plusieurs générations de terrasses fluviales connectées à des moraines frontales à l'amont (systèmes fluvioglaciaires), qui correspondent à l'aval à des progradations de faciès turbiditique à cyclic-steps passant lui aussi en bas de pente à des rythmites, et (iii) un système constitué principalement de plages soulevées sous environ 100 m d'altitude, associées à des dunes éoliennes pour les plus anciennes. Ces trois étapes enregistrent ainsi successivement une évolution margino-glaciaire sous-marine, puis margino-glaciaire continentale (fluvioglaciaire) et enfin paraglaciaire.

Plusieurs datations radiocarbones sur coquilles permettent d'estimer une durée de formation du CSP aux environs de 1 450 ans (10 575 ans cal. BP à la base et 9 127 ans cal. BP au sommet), son histoire de construction est interprétée comme le résultat de deux stabilisations régionales majeures ayant directement alimenté le CSP. Il implique davantage une durée de fonctionnement allongée associée à des flux sédimentaires focalisés par la topographie préexistante, plutôt qu'un taux de sédimentation particulièrement élevé à l'échelle régionale. Les assemblages de rythmites ont permis de caractériser, grâce à la modulation tidale enregistrée dans certaines coulées turbiditiques, des taux de sédimentation instantanés de l'ordre de 2 à 3 m/an.

Cette double approche a permis de décrypter un enregistrement morphosédimentaire de la transition d'un front glaciaire marin linéaire ancré en mer à un front glaciaire continental de plus en plus influencé par la topographie, répondant différemment en fonction de l'héritage structural. La présence du seuil rocheux au débouché du fjord a quant à lui, permis

d'accélérer le passage à un système de front continental en facilitant la stabilisation de la marge et l'accrétion de sédiments juste à l'aval du seuil. Enfin, la présence du Lac Pentecôte, fonctionnant comme piège à sédiments vis-à-vis de la rivière Pentecôte, permettra ensuite la préservation et, plus localement, l'incision par les rivières du CSP, plutôt que son enfouissement sous les dépôts deltaïques paraglaciers comme c'est souvent le cas des autres systèmes sédimentaires le long de la Côte-Nord.

Nos résultats démontrent l'importance de l'héritage structural sur (i) la dynamique de déglaciation régionale (cannelures) et locale (complexe sédimentaire de Pentecôte) de l'Inlandsis Laurentidien le long de la Côte-Nord du Saint-Laurent ; et (ii) le façonnement de l'archive morphostratigraphique. C'est, par exemple, le cas des deux principales stabilisations glaciaires enregistrées par le CSP qui ont été fortement influencées par la présence du système du haut-plateau, du fjord-lacustre Pentecôte et du seuil rocheux. La comparaison temporelle avec les stabilisations et les événements froids enregistrés au Québec-Labrador autour de 10 400 et 9 300 ans cal. BP indique que le contrôle climatique reste cependant un facteur important, même en étant modulé par l'héritage structural. Dans le contexte régional de déglaciation, le CSP — succession sédimentaire et moraines associées — apparaît comme un enregistreur fidèle de ces deux événements climatiques, avec lesquels a interféré un ensemble de signaux à plus haute fréquence (marées, variabilité saisonnière, compensations auto-cycliques, réavancées glaciaires mineures...) ayant eux aussi, laissés leurs empreintes dans la morphostratigraphie régionale.

REMERCIEMENTS

Voici venue l'heure de remercier toutes les personnes qui ont contribué de près ou de loin à la réussite de cette belle aventure que représente la thèse. J'espère n'oublier personne.

Je tiens tout d'abord à remercier mes co-directeurs de thèse Patrick Lajeunesse et Jean-François Ghienne pour votre confiance et votre soutien tout au long de cette thèse. Patrick, merci pour ton accueil chaleureux à Québec, ta gentillesse et ton soutien indéfectible, notamment au passage de certains moments difficiles rencontrés lors de la thèse. Jean-François, merci d'avoir été ce scientifique si rigoureux, impliqué, disponible dans l'accompagnement de ce projet et merci de m'avoir apporté une aide précieuse lors de ces derniers mois dans la finalisation de mon manuscrit. Même si je sais que je ne suis pas au bout du chemin, je n'oublierai pas vos nombreux conseils. Je souhaite également remercier chaleureusement les membres de mon jury de thèse : Bernadette Tessier et Alfredo Loi, pour avoir accepté d'être les rapporteurs de ce travail, mais aussi Pierre Dietrich et Gilles Rixhon d'avoir bien voulu en être les examinateurs. Votre expertise et votre évaluation finale sont essentielles pour donner du sens à ce travail. Merci beaucoup d'avoir accepté de faire partie de ce jury.

Je pense aussi à tous les membres de l'équipe Géols de Strasbourg et, plus particulièrement à Mathieu, Gianreto, Benoît, Francis, Julia, Quentin, Miguel, Ashour, Guilherme pour votre accueil et votre bienveillance tout au long de ces trois années au sein de cette unité de recherche. Une pensée spéciale à mes deux collègues de bureau : Mérédith avec qui nous avons partagé nos 'coups de gueule' et nos déboires pendant la thèse ; Roxane, tu as parfois dû te dire que nous râ lions beaucoup en fin de thèse ! Je vous souhaite beaucoup de réussite pour la finalisation de vos thèses ainsi que pour la suite de vos projets. Bien sûr, je n'oublie pas tous les autres doctorants strasbourgeois, une sacrée *team* : Emile, Luc, Joachim, Franck, Lucas, Rémi, Mélanie, Nicolas, Bastien, Charlotte, Estelle, Harmony, Lucille, Cassandra, Monica, Weiwei, etc. Je n'oublierai pas ces quelques soirées et nombreux repas où nous pouvions parler de tout et de rien. Clément, je n'oublierai pas nos nombreuses 'sorties' don du sang en discutant de certaines de nos passions communes, notamment 'Vilebrequin' et le sport automobile en général! Pierre-Olivier Couette, (P-O), je tiens plus particulièrement à te

remercier pour ces trois dernières années, je t'ai beaucoup sollicité au cours de cette thèse (surtout lorsque nous étions collègue de bureau à Blessig), tu as toujours été bienveillant et plein de bons conseils, que ce soit au bureau, mais également lors des trois semaines passées sur mon terrain le long la Côte-Nord, on en aura fait des kilomètres. J'aurais mis un peu de temps à comprendre ton humour québécois, mais maintenant il me manque ! Tu as tracé la voie de la thèse pour moi (même co-directeurs et même cotutelle) et, tu as souvent été cet exemple à suivre. Je vous souhaite beaucoup de réussite dans la recherche à toi et Maria, et vous serez bien sûr toujours les bienvenus chez nous.

Un grand merci également à toute l'équipe du laboratoire de géographie de l'Université Laval à Québec, je m'y suis tout de suite senti chez moi, en étant pourtant à plus de 5 500 km de ma maison. Je pense notamment à vous : Alexis, Léo, Ariane, Hugo, Samuel et Véronique. Étienne Brouard, je te remercie pour cette semaine de terrain à parcourir la Mauricie en scrutant les dépôts de surface, je ne voyais que du till partout au début ... tu m'as fait découvrir à travers tes yeux, cette magnifique région de Québec ! Je n'oublierais pas notre découverte de pyrite dans des alluvions fluviales, que l'on appelle aussi 'l'or des fous', j'ai cru pendant un moment que j'allais pouvoir financer moi-même mes recherches, cela nous a bien fait rire. Merci également à toi Sydney Meury, pour ton aide précieuse en tant que pilote drone, je n'ai que de bons souvenirs de notre terrain ensemble à Rivière-Pentecôte. François Bernier, merci pour tes précieux conseils, notamment sur l'utilisation de ArcGIS pro qui n'est pas toujours le logiciel le plus simple à déchiffrer, merci également pour ta disponibilité et ta gentillesse en sein de ce labo. Merci à vous deux, Éliane et Didier, pour votre gentillesse et votre accueil irréprochable dans votre 'Auberge du Nord-Côtier', lors des semaines de terrain sur le complexe sédimentaire de Pentecôte, même si nous ne restions que les soirées et nuits, je m'y suis beaucoup ressourcé, vous habitez un très bel et paisible endroit.

À mon vieil ami d'enfance Simon, alias 'Vincent', nous avons traversé ensemble la tempête du baccalauréat, puis nous ne nous sommes plus lâchés. Tu m'as permis de décompresser quand j'en avais besoin, merci pour tout ! André Marie (professeur de SVT au lycée), je vous remercie pour avoir été cet enseignant si généreux et impliqué dans la transmission de votre savoir, c'est sans aucun doute grâce à vous si j'ai trouvé ma voie dans laquelle je peux m'épanouir chaque jour. À mes chers parents, Élisabeth et Pascal, je sais que le chemin n'a pas dû être de tout repos pour vous, mais vous avez toujours su m'aider et me

soutenir dans mes choix. Quand je repense à mes premières années universitaires ‘parfois compliquées’, vous n’avez jamais cessé de croire en moi. J’ai conscience de la patience dont vous avez fait preuve et de tout l’amour que vous m’avez donné toutes ces années et je vous en remercie du fond du cœur. Merci à vous deux Juline et Alexis, pour votre soutien continu ces dernières années, des bisous à ma filleule Tina ! Un très grand merci à ceux qui m’ont soutenu dans les dernières relectures, Paule Lemasle, Élisabeth Brionne et Margaux Petitjean, votre aide a été très précieuse pour boucler ce manuscrit ! Et merci à vous deux Pierre-Louis Antonsanti et Chloé Petitjean pour vos précieux conseils lors des répétitions pour la soutenance de thèse.

Pour finir, comme le veut la tradition, Lisa, je sais que ces quelques mots ne suffiront pas à te remercier à la hauteur de tout ce que tu m’apportes au quotidien. Je suis extrêmement heureux et fier de t’avoir à mes côtés, merci de m’avoir toujours soutenu, de m’avoir suivi dans l’est, de n’avoir jamais cessé de croire en moi et d’être la mère de mes deux enfants. Ces dernières lignes sont pour vous deux : Louise, toi qui es née en plein milieu de cette thèse, tu dors souvent peu mais tu es toujours joyeuse et tu me fais beaucoup rire ; et Jules, toi qui viens de naître il y a seulement quelques jours. Je vous souhaite à tous les deux de toujours suivre vos rêves et de ne jamais cesser de croire en vous, et quoi qu’il en soit, je serais toujours là pour vous soutenir.

SOMMAIRE

RÉSUMÉ ÉTENDU.....	1
REMERCIEMENTS	6
SOMMAIRE	9
INTRODUCTION	15
1. Problématique de la thèse	15
2. Secteurs d'études	17
2.1 Partie A – Les cannelures de la Côte-Nord.....	18
2.2 Partie B – Le complexe sédimentaire de Pentecôte	18
3. Méthodes	19
3.1 Cartographie géomorphologique.....	19
3.2 Coupes stratigraphiques	20
3.3 Datation Radiocarbone (¹⁴ C)	21
3.4 Bathymétrie multifaisceaux et cartographie géomorphologique.....	22
3.5 Photogrammétrie et construction de modèles 3D	23
4. Déroulement du manuscrit	25
Chapitre 1	29
Contexte et état de l'art	29
1. Contexte géologique du Québec oriental	30
2. La Côte-Nord du Saint-Laurent et ses successions sédimentaires associées	35
2.1 L'estuaire du Saint-Laurent	35
2.2 Le golfe du Saint-Laurent	38
2.3 Remplissage sédimentaire associé.....	38
3. Étapes d'une séquence de déglaciation : exemple de l'Inlandsis Laurentidien au Québec oriental.....	40

3.1 Maximum glaciaire de l’Inlandsis Laurentidien	40
3.2 Drainage de l’inlandsis par les fleuves de glace et début de la séquence de déglaciation	42
3.3 Dislocation du fleuve de glace laurentien et ouverture en eaux libres du Saint-Laurent	44
3.4 Transition marine à continentale de la marge glaciaire	47
3.5 Retrait progressif de la marge glaciaire en domaine continental et abandon des bassins versants de la Côte-Nord	48
4. Les prismes de lignes d’ancrage (GZW).....	49
5. Fonte de l’inlandsis et rebond glacio-isostatique	51
6. Mer de Goldthwait et chute du niveau marin relatif (NMR)	56

Partie A : Les cannelures de la Côte-Nord

Chapitre 2	61
Les marqueurs de l’érosion glaciaire.....	61
1. Inventaire des différentes formes d’érosion glaciaires	62
1.1 Formes d’érosion inframétriques à plurimétriques.....	63
1.2 Formes d’érosion décamétrique à pluridécamétrique	70
1.3 Forme d’érosion de grande échelle – le cas du Fjord Saguenay.....	73
2. La notion d’écoulement basal (sous-glaciaire).....	74
3. Les cannelures, histoire et caractéristiques.....	76
3.1 Historique de la recherche	76
3.2 Caractéristiques des cannelures et particularités.....	78
4. Contexte de formation des cannelures.....	82
4.1 L’érosion sous-glaciaire	82
4.2 L’abrasion glaciaire.....	83
4.3 Érosion par arrachage de blocs sur paroi latérale	84

4.4 Érosion par les 'eaux de fonte sous-glaciaire'	85
Chapitre 3	89
Description des cannelures de la Côte-Nord	89
1. Distribution spatiale et cartographie LiDAR.....	90
1.1 Généralités lithologiques	91
1.2 Distribution spatiale régionale.....	92
1.3. Distribution spatiale zone par zone	94
2. Quelques clés de synthèse des cannelures de la Côte-Nord	114
2.1 Morphométrie et observations de terrain.....	114
2.2 Significations de la distribution des BGs et particularités.....	115
2.3 Formes d'érosion secondaires associées	118
Chapitre 4	121
Significations des cannelures de la Côte-Nord ?.....	121

Partie B : Le complexe sédimentaire de Pentecôte

Chapitre 5	161
Le complexe sédimentaire de Pentecôte (CSP), approche géomorphologique	161
1. Positionnement du CSP par rapport aux systèmes morainiques de la Côte-Nord.....	162
2. Données : Terrain, cartographie lidar et datation C ¹⁴	165
2.1 Vue d'ensemble.....	165
2.2 Les moraines.....	166
2.3 La limite marine et les indicateurs de niveaux marins.....	170
2.4 Les terrasses	172
2.5 Les plages soulevées	175
2.6 Les <i>kettles</i>	177
2.7 Datations C ¹⁴ sur coquilles.....	178
2.8 Synthèse et évolution récente	181

3. Interprétations	183
3.1 Avancées et retraits de la marge glaciaire	183
3.2 Des prismes de ligne d’ancrage à l’établissement du lac Pentecôte	184
Chapitre 6	187
Le complexe sédimentaire de Pentecôte (CSP), approche sédimentologique	187
1. Faciès des fronts de delta proglaciaires	188
1.1 Les cyclic-steps	188
1.2 Les laminites et turbidites	190
1.3 Les plumites	193
2. Coupes sédimentaires dans le CSP	194
2.1 Localisation	194
2.2 Logs principaux	196
2.3 Logs secondaires	198
3. Géométries de dépôt du CSP	199
3.1 Données	199
3.2 Synthèse des géométries de dépôt	209
4. Faciès de dépôt du complexe sédimentaire de Pentecôte	209
4.1 Inventaire des faciès par environnement de dépôt	209
4.2 Autres faciès	223
5. Synthèse	226
Chapitre 7	229
Le complexe sédimentaire de Pentecôte, une archive locale de la transition marine/continentale du front glaciaire	229
1. Le CSP : un enregistrement de la dynamique de déglaciation sur la Côte-Nord	230
2. La séquence de déglaciation en 10 étapes	233
2.1 Première stabilisation et mise en place du cône d’épandage sous-marin (A)	233

2.2 Les deltas fluvio-glaciaires (B à H)	234
2.3 La dernière réavancée de la marge glaciaire (I)	241
2.4 Les suites paraglaciaires (J à L)	242
3. Synthèse et discussion	245
4. Comparaison avec des systèmes analogues	247
4.1 Comparaison avec deux autres complexes de la Côte-Nord	247
4.2 Autres exemples de complexes de retrait glaciaire	251
4.3 Les spécificités du CSP	253
CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES	257
1. Les derniers moments de la marge orientale marine du LIS, la signature des mégacannelures de la Côte-Nord	257
2. Les motifs d'empilement représentatifs de la transition marine à continentale de la marge glaciaire ; le cas du complexe sédimentaire de Pentecôte.....	258
3. La dynamique glaciaire de retrait du LIS oriental : signature de l'héritage structural et/ou de signaux climatiques ?	260
4. Perspectives et travaux futurs	263
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	267
TABLE DES FIGURES	289
TABLE DES TABLEAUX.....	306
ANNEXES.....	307

INTRODUCTION

1. Problématique de la thèse

La reconstitution des anciennes séquences de déglaciation des inlandsis constitue un élément primordial de la compréhension des dynamiques glaciaires, étant donné leurs comportements analogues à ceux des inlandsis modernes (Stokes & Clark, 2001 ; De Angelis & Kleman, 2007 ; Margold et al., 2018 ; Briner et al., 2020 ; Dalton et al., 2020 ; Couette et al., 2022). L'étude de ces systèmes complexes de déglaciation est permise en partie, grâce à la compréhension des morphologies sous-glaciaires et des systèmes sédimentaires margino-glaciaires laissées pendant et après le retrait du glacier. Ils constituent des mines d'informations difficiles, voire parfois impossibles à obtenir pour les inlandsis actuels, du fait de leurs inaccessibilités et de la complexité à les instrumenter. L'inlandsis occupant les terres d'Amérique du Nord au cours du dernier cycle glaciaire, communément appelé Inlandsis Laurentidien était le plus étendu de l'hémisphère Nord. Un système d'une telle ampleur jouait un rôle majeur dans la régulation des climats régionaux, mais aussi un rôle significatif sur le climat mondial. Il a également participé lors de sa phase de déglaciation à faire évoluer de manière significative le niveau marin global (Alley et al., 1997 ; Fisher et al., 2002 ; Rohling & Pälike, 2005 ; Carlson et al., 2008 ; Carlson & Clark, 2012 ; Ullman et al., 2016), le volume de glace fondu étant responsable à lui seul à une montée significative du niveau marin global. Une problématique qui est actuellement au cœur du débat scientifique portant sur la précision des scénarios de montée des niveaux des mers d'ici à 2100 (Levermann et al., 2020 ; Edwards et al., 2021) et ses conséquences sur la société humaine.

Reconstruire les étapes de retraits et la dynamique de déglaciation d'un inlandsis, incluant des épisodes de stabilisation, voire de réavancée de la marge glaciaire permet d'apporter une vision d'ensemble d'un cycle de déglaciation, que ce soit à des échelles locales ou régionales. Cette ablation laisse généralement un grand nombre de morphologies d'origine glaciaires et d'archives sédimentaires associées, au moins pour la dernière déglaciation, car elles sont bien souvent mieux préservées. Leurs interprétations peuvent fournir des indices

permettant de reconstruire des dynamiques de déglaciation et leurs évolutions à travers le temps (Syvitski & Praeg, 1989 ; Syvitski & Shaw, 1995 ; Ottesen et al., 2009 ; Kempf et al., 2013 ; Dowdeswell et al., 2016 ; Dietrich et al., 2017a, b ; Batchelor et al., 2018, 2019 ; Brouard & Lajeunesse, 2019a, b ; Couette et al., 2022). Cependant, il est difficile d’avoir une succession sédimentaire continue couvrant la totalité d’un cycle de déglaciation à cause des archives présentes sur le terrain parfois éparses et incomplètes, induites par des réavancées de la marge, des remaniements para- et postglaciaires (érosion littorale, développement de tourbières, incision des rivières, etc.) et l’impact des activités humaines (exploitation forestière, infrastructures de transports, artificialisation des sols, extension des tâches urbaines). Reconstruire le schéma de déglaciation à l’interface marin/continental de la marge glaciaire, c’est-à-dire à la transition entre une marge marine flottante en mer à une marge ancrée en domaine continental, se heurte typiquement à ce type de difficultés. La dynamique sédimentaire de déglaciation, même dans un contexte de chute du niveau marin relatif (NMR ; cf. section 6 du chapitre 1) demeure toujours sujette à débat, et ce, notamment à cause du grand nombre de contraintes et de spécificités locales.

L’objectif de cette thèse est *in fine*, de tester l’hypothèse que le passage de fronts glaciaires marins à continentaux, reconnue comme étape clé de toute séquence de déglaciation, induit un enregistrement sédimentaire exceptionnel par stabilisation du front de retrait glaciaire et mimant un signal climatique. Ce travail permet : (1) de comprendre les processus à l’origine de cet enregistrement morphostratigraphique particulier (réorganisation glaciaire, modifications des flux sédimentaires, capture des sédiments dans différents puits sédimentaires, etc.), ainsi que leur signature morphostratigraphique (2) d’identifier dans quelle mesure l’héritage structural est capable de conditionner une séquence de déglaciation, altérant le signal (paléo-)climatique qui peut en être déduit ; en d’autres termes, s’agit-il d’un épiphénomène ou d’un élément majeur de toute déglaciation ? (3) de reconstruire une séquence de déglaciation marine/continentale à partir du cas particulier du secteur Pentecôte en combinant une approche morphostratigraphique (géomorphologie et stratigraphie) avec une approche sédimentologique afin d’étudier les différents signaux d’avancée/retrait visible dans la succession stratigraphique, (4) pour finir d’intégrer la séquence étudiée dans un cadre plus large, notamment avec les systèmes morainiques de la Côte-Nord (Occhietti et al., 2011, 2022 ; Dietrich et al., 2017a ; Dalton et al., 2020).

2. Secteurs d'études

La zone d'étude de ce projet se situe à l'est du Canada dans la province de Québec, et plus précisément sur la Côte-Nord du Saint-Laurent, depuis l'estuaire jusqu'au golfe du Saint-Laurent. Elle se décompose en deux secteurs distincts correspondant respectivement chacun à une partie de ce manuscrit : les cannelures de la Côte-Nord (chapitres 2 à 4) et le complexe sédimentaire de Pentecôte (chapitres 5 à 7). Ces deux secteurs s'intersectent au niveau de ce dernier (figure 1). L'emprise spatiale et les caractéristiques principales de ces deux secteurs sont résumées ci-après :

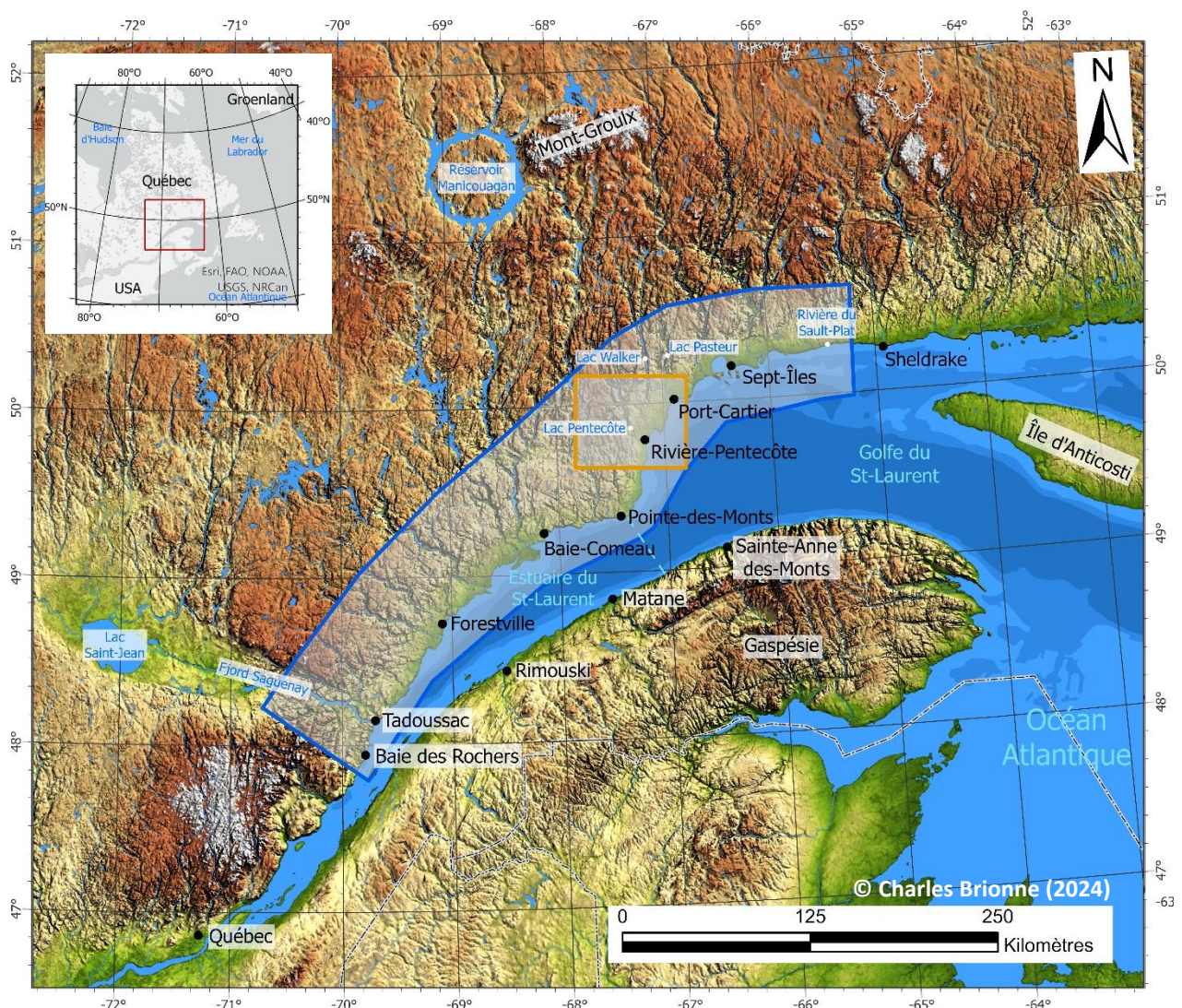


Figure 1 : Carte de localisation des deux secteurs d'études majeurs. Encadré bleu : emprise de la zone d'étude des systèmes de mégacannelures (Partie A, chapitres 2 à 4) ; encadré orange : le complexe sédimentaire de Pentecôte (Partie B, chapitres 6 à 7). La Pointe-des-Monts marque la limite entre l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent (ligne pointillée bleue).

2.1 Partie A – Les cannelures de la Côte-Nord

Ce secteur d'échelle régionale s'étend le long de la Côte-Nord du Saint-Laurent entre la Baie-des-Rochers (située à 190 km au nord de Québec et à 25 km au sud de Tadoussac) et la rivière Sault-Plat (située à 40 km à l'ouest de Sheldrake et 70 km à l'est de Sept-Îles). La zone d'étude représentée (encadré bleu - figure 1) a été réduite afin d'encadrer au plus près les cannelures. Cependant, la zone de prospection a été plus vaste, notamment en s'étendant jusqu'à Québec au sud, mais aussi dans les terres jusqu'à plus de 200 km par rapport au trait de côte. En revanche, la limite de zone au nord-est a été contrainte par l'absence de couverture des données haute résolution LiDAR. Sans ces données, la détection et la reconnaissance de ces morphologies glaciaires étaient impossibles. Ce secteur s'étend également en mer pour atteindre les profondeurs de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent par le biais de différents jeux de données bathymétriques et topo-bathymétriques (sections 3.1 et 3.4 de cette introduction).

2.2 Partie B – Le complexe sédimentaire de Pentecôte

Ce secteur d'une envergure plutôt locale se localise à proximité du littoral et s'étend de quelques kilomètres au sud du village de Rivière-Pentecôte tenant son nom de la rivière qui le traverse jusqu'à la ville de Sept-Îles, située à 100 km au nord-est (encadré orange, figure 1). Son extension marque un profil aval/amont partant des prismes de lignes d'ancrages en mer (Lajeunesse et al., 2019) jusqu'aux dernières lignes de stabilisations cartographiées marquant les dernières étapes de retrait de la marge située à environ 40 km dans les terres à proximité du lac de la Solitude. Le complexe sédimentaire de Pentecôte (CSP) fait l'objet d'une étude géomorphologique et morphostratigraphique approfondie, rendue possible par l'incision des rivières Pentecôte et Du Pont mettant à jour des affleurements sur leurs rives.

3. Méthodes

Pour répondre au mieux à ce sujet de recherche se situant à l'interface Terre-Mer-Glacier. Il été indispensable d'utiliser une approche multidisciplinaire combinant plusieurs méthodes d'acquisition et outils d'analyse. Une grande partie des données a été accessible dès le début de ce travail, notamment les données bathymétriques de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent ainsi que les données LIDAR terrestres, mise à disposition en *open data* sur différents sites du gouvernement canadien. De plus, deux campagnes de terrain ont été réalisées durant l'été 2021, d'une durée de trois semaines chacune ; elles ont permis la réalisation (1) de vols drone, pour la plupart effectués sur les affleurements du complexe sédimentaire de Pentecôte (2) de coupes stratigraphiques avec collecte d'échantillons radiocarbone ^{14}C , et (3) le recensement de nombreuses observations géomorphologiques sur les systèmes à cannelures et aux alentours du système de Pentecôte. La description de ces méthodes est détaillée ci-dessous.

3.1 Cartographie géomorphologique

L'étude géomorphologique s'est appuyée sur les travaux antérieurs de Dubois & Dionne (1985), Occhietti et al. (2011) et de cartes de dépôts de surface réalisées par la commission géologique du Canada. Cependant, une mise à jour de la cartographie des dépôts morainiques et des autres morphologies sous-glaciaires été nécessaire (comprenant une zone de prospection s'étendant sur plus de 60 000 km²). En effet, la mise à disposition des données LiDAR haute résolution en 2017 et 2018 sur les deux secteurs d'études avec une résolution au mètre, nous a permis de mieux contraindre spatialement les positions de stabilisations successives de la marge glaciaire dans la zone d'étude. De plus, l'analyse des données LiDAR, disponibles sous forme de modèles numériques de terrain (MNT, et non d'élévation - MNE), permettant ainsi de se soustraire de plusieurs perturbations comme la canopée ou diverses infrastructures, facilitant alors la détection et la cartographie des morphologies glaciaires. Ces données sont disponibles gratuitement sur le site Forêt Ouverte ¹ du gouvernement québécois. Il faut toutefois préciser que la corrélation des moraines sur de longues distances

¹ <https://www.foretouverte.gouv.qc.ca>

est rendue difficile par la discontinuité et/ou la dégradation des moraines, notamment à cause du mécanisme de délavage en milieu côtier (processus littoraux), d'anciennes exploitations forestières, de constructions de nouvelles routes ou d'infrastructures qui ont largement puisé dans ces stocks sédimentaires (moraines, eskers, etc.) facilement disponibles.

Les logiciels de système d'information géographique (SIG) *Esri ArcGISpro*, *Esri Arcmap 10.8* et *Esri QGIS* ont permis différents post-traitements après le téléchargement de ces données brutes tels que le mosaïquage des dalles (assemblage géographique de plusieurs cartes en une seule afin d'harmoniser les informations et la représentation), le calcul d'ombrage selon différentes orientations et altimétrie afin de mettre en avant le plus possible la visualisation des formes de terrain pertinentes à l'étude selon leurs orientations parallèles, transversales ou obliques à l'écoulement glaciaire. Le logiciel *Esri ArcGISpro* a également permis la création en carte d'une synthèse géomorphologique sur le complexe sédimentaire de Pentecôte et l'intégration des modèles photogrammétriques dans l'outil *ArcScene* pour faciliter la reconstruction des coupes stratigraphiques.

3.2 Coupes stratigraphiques

Les successions stratigraphiques du complexe sédimentaire de Pentecôte ont été analysées à partir de levés stratigraphiques et d'une description systématique des faciès relevés lors de la campagne de terrain de septembre 2021. Ces levés ont permis notamment de nous renseigner sur différents paramètres propres aux environnements de dépôts tels que la granulométrie, les structures sédimentaires associées ainsi que l'épaisseur, les contacts et l'architecture des bancs/lamines sédimentaires. Au total pour ce projet, 13 coupes stratigraphiques sont présentées, allant de 5 à 96 m de hauteur, localisées en majorité le long des deux rivières incisant le complexe sédimentaire, soit les rivières de Pentecôte et Du Pont (cf. section 1 du chapitre 6). De plus, l'échantillonnage de coquilles prélevées dans les dépôts glaciaires et paraglaciaires a permis de contraindre temporellement la période de dépôt du complexe sédimentaire de Pentecôte, qui, après l'association avec la carte de synthèse géomorphologique, a permis de mettre en évidence des unités morphostratigraphiques. La mise en forme finale des coupes a ensuite été réalisée sur le logiciel libre *Inkscape v1.1.1*.

3.3 Datation Radiocarbone (^{14}C)

Des datations radiocarbone C^{14} obtenues avec un spectromètre de masse par accélérateur (AMS) ont été réalisées sur des échantillons carbonatés (coquilles) et, sur des périostocum de coquilles collectés lors de la mission de juin 2021 dans la zone du complexe sédimentaire de Pentecôte. Les quatre échantillons collectés ont été envoyés au Laboratoire de radiochronologie du Centre d'Études Nordiques (CEN) de l'Université Laval à Québec, pouvant accueillir pour ce type de matériel des échantillons minimums de 20 mg en procédure standard avec prétraitement.

Les quatre âges conventionnels radiocarbone ^{14}C obtenus ont ensuite été calibrés à l'aide du logiciel libre en ligne *Calib 8.2*² (Stuiver & Reimer, 1993) suivant la courbe de calibration IntCal20 (Reimer et al., 2020) pour les échantillons terrestres (coquilles d'eau douce), et Marine20 (Heaton et al., 2020) pour les échantillons marins. Cependant, la courbe de calibration Marine20 utilise un âge réservoir marin global et n'est donc pas adaptée pour les régions boréales concernant notre zone d'étude, une correction supplémentaire est donc nécessaire pour les échantillons provenant des hautes latitudes. Elle est représentée par un facteur de correction de l'effet réservoir ΔR (Heaton et al., 2020). Afin d'obtenir ce ΔR spécifique à notre région, il est nécessaire d'extraire les points référencés les plus proches de notre zone de collecte, disponible en ligne sur la base de données *Marine Reservoir Correction*³. Dans notre cas, le ΔR a été déterminé en calculant les moyennes pondérées des 3 points les plus proches compris dans un rayon de 100 kilomètres. C'est ainsi qu'une correction locale du réservoir (ΔR) de 31 ± 85 a été utilisée pour tenir compte du décalage régional de l'âge ^{14}C (McNeely et al., 2006). Tous les âges sont présentés comme la moyenne de l'intervalle de l'âge calibrée avec une incertitude de deux écarts-types (2σ). Les âges radiocarbone provenant de la littérature scientifique ont aussi été recalibrés suivant la même procédure et les mêmes paramètres de façon à harmoniser les âges.

² <http://cal.ib.org/>

³ <http://cal.ib.org/marine>

3.4 Bathymétrie multifaisceaux et cartographie géomorphologique

S'agissant d'un projet s'intéressant à la transition marine/continentale de la marge glaciaire, la réalisation d'une cartographie bathymétrique de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent fut indispensable à mettre en place en parallèle de la cartographie géomorphologique continentale. Cette partie bathymétrique a été réalisée en majeure partie grâce aux données non navigationnelles (NONNA) du service hydrographique canadien disponible gratuitement sur le site du Gouvernement du Canada⁴ permettant de télécharger des dalles bathymétriques de résolution 10 ou 100 mètres par pixel sous le format GeoTiff. Un format numérique utilisable également avec le logiciel de système d'information géographique *Esri ArcGISpro* ou *Esri Arcmap 10.8*.

Une autre partie des données fut acquise lors d'une campagne océanographique menée en octobre 2020 à bord du navire Coriolis II, à laquelle je n'ai pas pu participer. Il s'agissait de cartographier le secteur de la baie des Anglais situé sur le territoire administratif de Baie-Comeau (figure 59). Deux instruments ont été utilisés pour cartographier cette zone, soit : un échosondeur multifaisceaux Kongsberg EM-2040 utilisant des fréquences de 200, 300 ou 400 kHz et un Chirp Edgetech X-star 2.1 utilisant des fréquences de 0,5 à 12 kHz ; celles paramétrées dans notre cas étaient comprises entre 2 et 10 kHz avec un *ping rate* de 4 Hz. Quelques difficultés ont été rencontrées dues à l'étroitesse de la baie rendant difficile la manœuvre du navire, d'autant que ces levés bathymétriques et de stratigraphie acoustique ont été réalisés de nuit.

Les données brutes acquises ont ensuite subi un post-traitement par l'équipe de Patrick Lajeunesse au sein du Département de Géographie de l'Université Laval avec le logiciel *Caris HIPS ans SIPS 9.1 and 11.0* comprenant la correction liée aux marées et la suppression manuelle des données aberrantes. Une surface a été générée sous le format GeoTiff à une résolution spatiale d'un mètre. Les données ont ensuite été intégrées dans le logiciel *Esri ArcGISpro* afin de disposer sur une même carte, l'ensemble des données terrestres et marines.

⁴ <https://data.chs-shc.ca/dashboard/map>

3.5 Photogrammétrie et construction de modèles 3D

La mise en œuvre sur le terrain d'un appareil de prise de vue aérienne drone a été d'un apport non négligeable, notamment en nous aidant pour la prospection et la décision de se rendre à certains affleurements difficiles d'accès, mais aussi pour le repositionnement en 3D des coupes stratigraphiques de plusieurs zones d'affleurement. Un DJI Mavic 2 Pro et un DJI Mavic Pro (figure 2) ont été utilisés, possédant respectivement un capteur optique de 20 et de 12 millions de pixels.

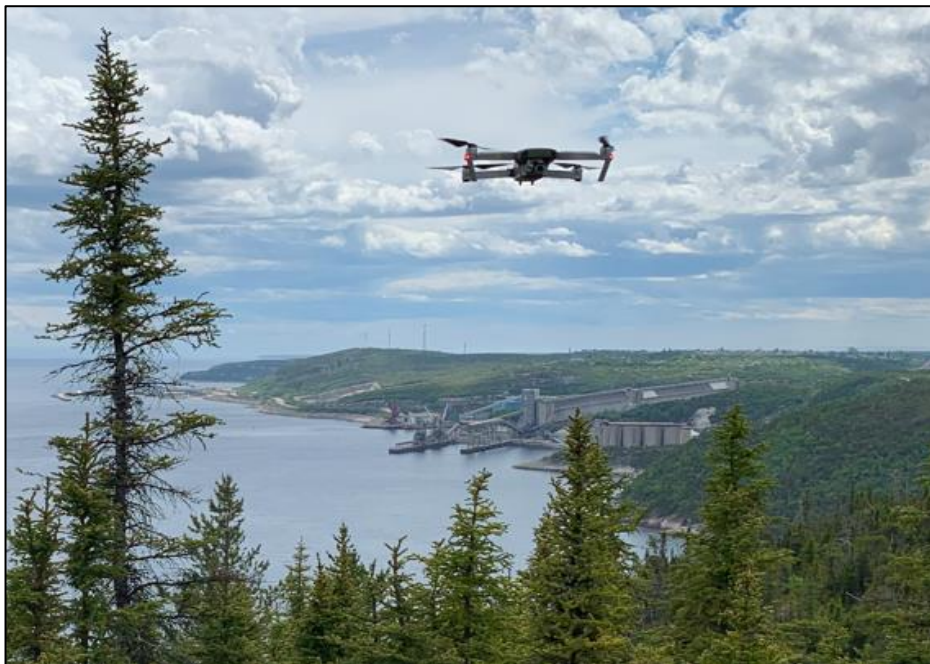


Figure 2 : Le drone DJI Mavic pro lors d'un vol de reconnaissance sur la baie des Anglais ; en arrière-plan les usines métallurgiques de Baie Comeau.

La réglementation du gouvernement du Canada nous permet des vols drone jusqu'à 120 m d'altitude par rapport au sol tout en respectant les zones d'exclusions soumises à des restrictions de vol particulières. Les vols drone nous ont permis de d'exploiter pleinement l'utilisation des photographies aériennes. La plupart de ces données a ensuite été intégrée dans le logiciel *Agisoft Metashape* afin de réaliser des modèles en trois dimensions ortho référencés spatialement et altimétriquement (figure). Le tableau 1 donne quelques chiffres clés (temps de calcul, nombre de points du nuage 3D, etc.) de 4 affleurements des 12 modélisés au total.

Nom du site	Nombre de photos	Nombre de points (nuage dense)	Temps de calcul total (heures)	Taille (Go)
St-Panrace	42	3 101 893	5	0,5
Pentecôte 2	41	27 214 394	2,5	0,2
Pentecôte 3	551	81 837 382	23	2,5
Pentecôte 5	147	47 783 668	3	1,7

Tableau 1 : Exemples de données et de temps de calcul de modélisation 3D sur le logiciel Agisoft Metashape.

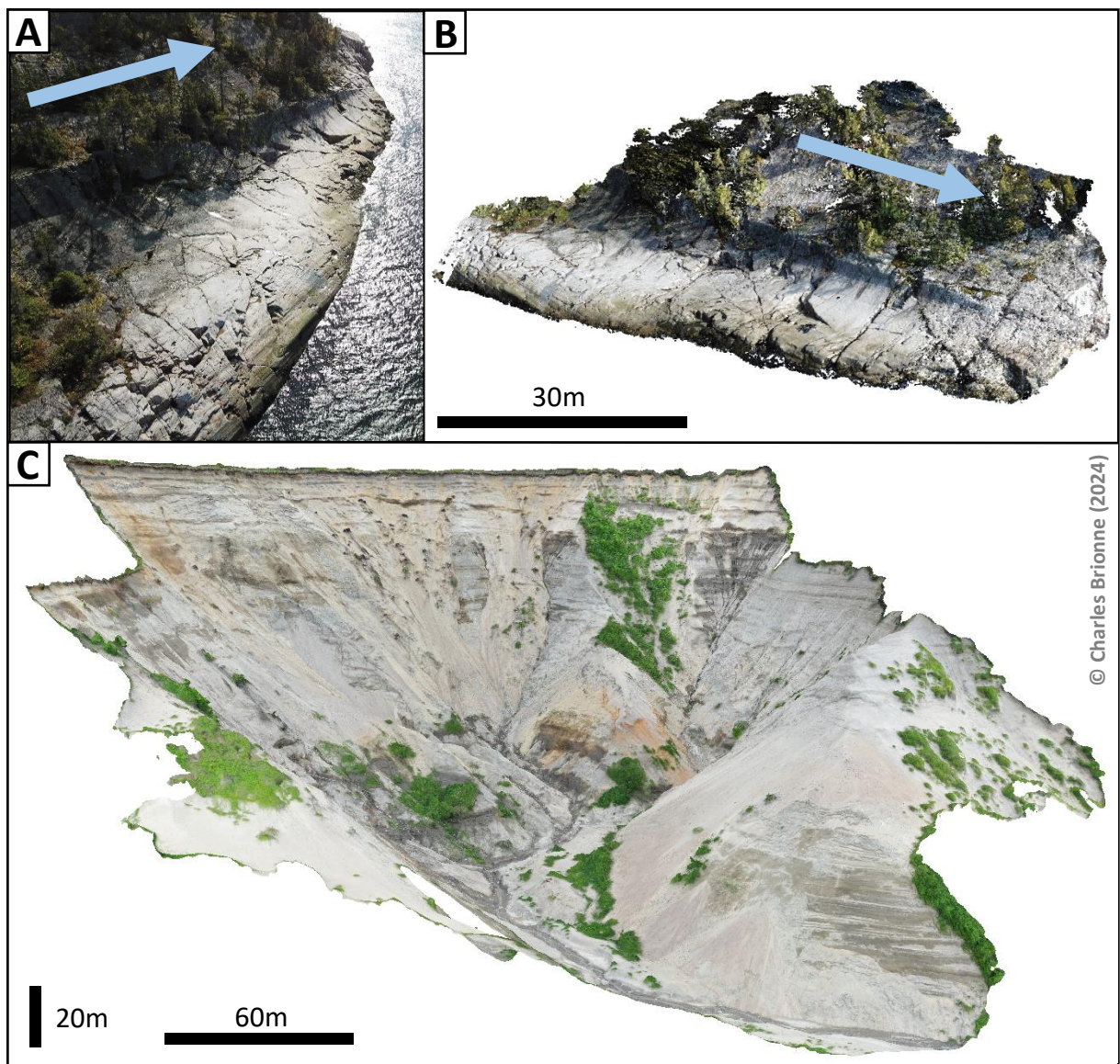


Figure 3 : (A) Une mégacannelure du secteur de St-Panrace (région administrative de Baie-Comeau) et (B) le modèle 3D correspondant ; (C) Modèle 3D de l’affleurement de Pentecôte 3 (complexe sédimentaire de Pentecôte), constituant le modèle 3D le plus vaste et le plus lourd en temps de calcul (cf. tableau 1) de cette étude.

Ces modèles peuvent être exportés dans l'outil *ArcScene* de ArcGIS pro pour une visualisation 3D, ou dans le logiciel *LIME Virtual Outcrop 2.3.2* permettant le traçage des structures et unités stratigraphiques directement en mode trois dimensions. Ce dernier permet également de calculer plus facilement et avec précision les orientations et pendages des structures (cf. section 2.2.2 du chapitre 6).

4. Déroulement du manuscrit

Le présent manuscrit s'organise en deux parties présentées de manière chronologique selon l'histoire de déglaciation (cf. figure 4) . Un total de sept chapitres compose ce manuscrit, chacun est décrit en quelques lignes ci-dessous:

Le 1^{er} chapitre a pour objectif de fournir au lecteur une base de connaissance permettant d'aborder plus facilement la lecture du manuscrit. Il permet en outre d'établir le contexte géologique de la zone d'étude et d'évoquer les différentes successions sédimentaires disposées le long de la Côte-Nord du Saint-Laurent. Ce chapitre propose également un état de l'art de la signature laissée par la séquence de déglaciation de l'Inlandsis Laurentidien pour le Québec oriental. Enfin. Il permet de définir les prismes de ligne d'ancrage (*grounding zone wedge : GZW*), d'aborder les notions de rebond glacio-isostatique, de chute du niveau marin relatif (NMR) et d'introduire les contours de la paléo-mer de Goldthwait.

Partie A : Les cannelures de la Côte-Nord

Le 2nd chapitre propose un état de l'art sur les marqueurs de l'érosion glaciaire. Il présente un inventaire des différentes formes d'érosion sous-glaciaire ainsi que les processus et vitesses d'écoulement associées. Ce chapitre introduit la notion de cannelures d'origine sous-glaciaire en proposant un historique de la recherche scientifique, ses caractéristiques et particularités ainsi que les différents processus érosifs évoqués par la littérature comme étant à l'origine de ces morphologies particulières : (1) l'érosion glaciaire, (2) l'abrasion glaciaire, (3) l'érosion par arrachage de blocs (*plucking*) et, (4) par l'écoulement des eaux de fonte sous-glaciaire.

Le 3^e chapitre porte sur les cannelures et mégacannelures cartographiées le long de la Côte-Nord du Saint-Laurent. Il est rédigé tel un inventaire décrivant les différentes zones à cannelures distinctes et une synthèse abordant les généralités morphométriques, les significations quant à leur répartition spatiale régionale et distribution locale, ainsi que les formes d'érosion secondaires associées. Enfin, la place des cannelures sera évoquée dans un contexte régional et de déglaciation du Québec oriental.

Le 4^e chapitre clôture la partie portant sur les cannelures de la Côte-Nord. Il se présente sous forme d'un article pour soumission dans la revue *Earth Surfaces Processes and Landforms*. Il synthétise les chapitres 2 et 3 et propose un modèle conceptuel de formation des cannelures/mégacannelures dans leur contexte régional de déglaciation. Ce chapitre s'apparente comme une des deux clés de réponse de ce travail concernant la reconstruction de la dynamique glaciaire à partir des archives morphologiques laissées par le glacier lors de son retrait.

Partie B : Le complexe sédimentaire de Pentecôte (CSP)

Le 5^e chapitre aborde le complexe sédimentaire de Pentecôte selon une approche géomorphologique. Il débute par la remise en contexte du complexe par rapport aux systèmes morainiques adjacents, puis il propose une description des morphologies telles que les moraines, la limite marine et les indicateurs des niveaux marins successifs, les plages, les datations radiocarbone et une synthèse sur les évolutions paraglaciaires. Enfin, une dernière section proposant une interprétation sur les avancées/retraits de la marge glaciaires et la remise en contexte de l'histoire de déglaciation pouvant être déduite des informations géomorphologiques.

Le 6^e chapitre présente l'approche sédimentologique du complexe sédimentaire de Pentecôte. Il débute par un court état de l'art sur les assemblages typiques en contexte proglaciaire, puis d'une présentation des différents logs de terrain séparés en logs principaux et en logs secondaires. Enfin, il s'agit de présenter les différentes géométries et faciès de dépôts rencontrés sur le terrain sous la forme d'un inventaire et enfin, d'y présenter les différentes interprétations qui en résultent dans la compréhension globale du complexe.

Le 7^e chapitre est un chapitre qui synthétise les observations géomorphologiques et sédimentologiques des deux chapitres précédents. Il propose un modèle de déglaciation local décrit chronologiquement en cinq étapes majeures. Pour finir, la dernière section propose une comparaison avec d'autres complexes sédimentaires de la Côte-Nord, ceux de Portneuf et de Sept-Îles, mais également d'autres complexes analogues sur l'enregistrement de la transition marine à continentale de la marge glaciaire en contexte de déglaciation.

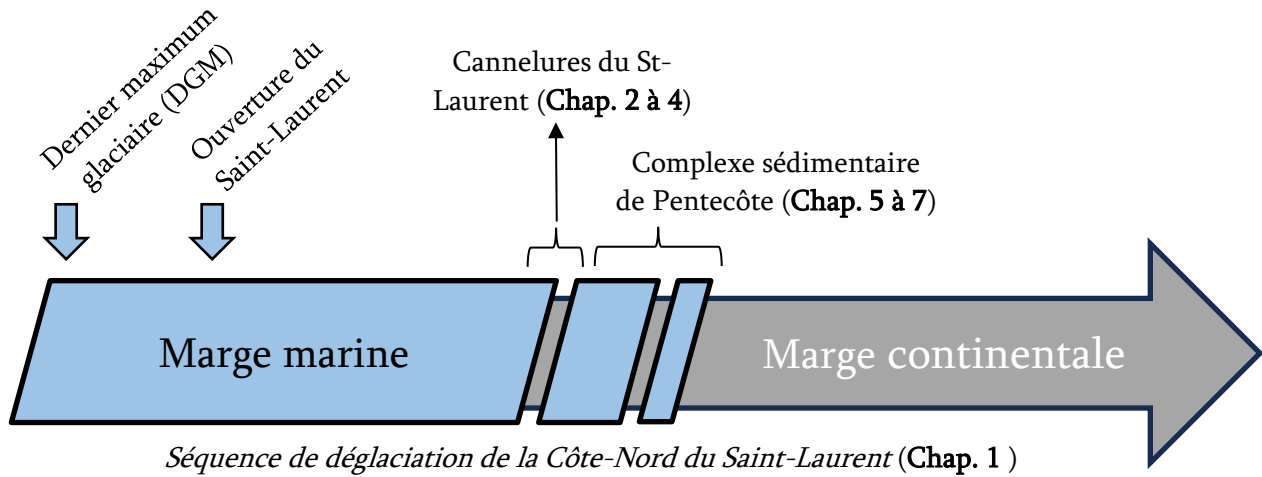


Figure 4 : Frise synthétisant la répartition des sept chapitres de thèse par rapport à la séquence de déglaciation incluant la transition marine à continentale de la marge glaciaire.

Chapitre 1

Contexte et état de l'art

Ce premier chapitre expose le cadre d'étude de ce projet de recherche et quelques bases concernant l'histoire de déglaciation du Québec oriental par le retrait de l'Inlandis Laurentidien à la suite du Pléniglaciaire (DGM : Dernier Maximum Glaciaire), soit depuis environ 21 000 ans cal. BP (*before present*).

1. Contexte géologique du Québec oriental

Le secteur d'étude en bordure de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent se scinde en deux provinces géologiques (figure 5), d'une part les roches du socle grenvillien (province de Grenville) formant la bordure du bouclier canadien s'étendant plus au nord-ouest et, d'autre part, les séries appalachiennes plus jeunes et localisées au sud-est (Annexe 1 - Carte géologique du Québec). Les premières sont formées de roches magmatiques et métamorphiques. Elles correspondent à la racine profonde d'un orogène majeur du mésoprotérozoïque et du début du néoprotérozoïque (comprenant un âge de formation situé entre 1 090 et 980 Ma) résultant de la collision des plaques tectoniques Laurentia et Amazonia (Hynes & Rivers, 2010 ; Dufréchoy & Harris, 2013 ; Dufréchoy et al., 2014). Après un épisode de « pénéplanation » (cf. figure 6), le socle grenvillien a été transgressé lors de l'ouverture de l'océan Iapétus par les sédiments cambriens et Ordovicien inférieur à moyen de la plateforme du Saint-Laurent (Desrochers et al., 2012, 2023). Ensuite, la succession sédimentaire enregistre ensuite la collision appalachienne, marquant la fermeture polyphasée de l'océan Iapétus, comprenant les phases taconiennes à l'Ordovicien moyen et supérieur, Acadienne au Dévonien moyen et Alléghanienne au Carbonifère – Permien (Rocher & Tremblay, 2001 ; Brisebois et Clark, 2003 ; Brown et al., 2011 ; Van Staal & Zagorevski, 2011 ; Van Staal et al., 2020, Annexe 2).

De plus, un chevauchement d'envergure régionale, que l'on nomme faille ou ligne Logan sépare ces deux provinces géologiques en traversant le Saint-Laurent dans sa longueur. Ce système de chevauchement s'est mis en place il y a environ 450 millions d'années, formant la chaîne de montagnes des Appalaches par transport et empilement de nappes le long de cette faille Logan (figure 5 ; Mazzotti et al., 2005 ; Tremblay et al., 2013 ; Chalaron & Malo, 1998). Cette région géologique est soumise à une sismicité de fond avec environ quatre événements de magnitude supérieure à 3 par an et à environ un séisme de magnitude 5 tous

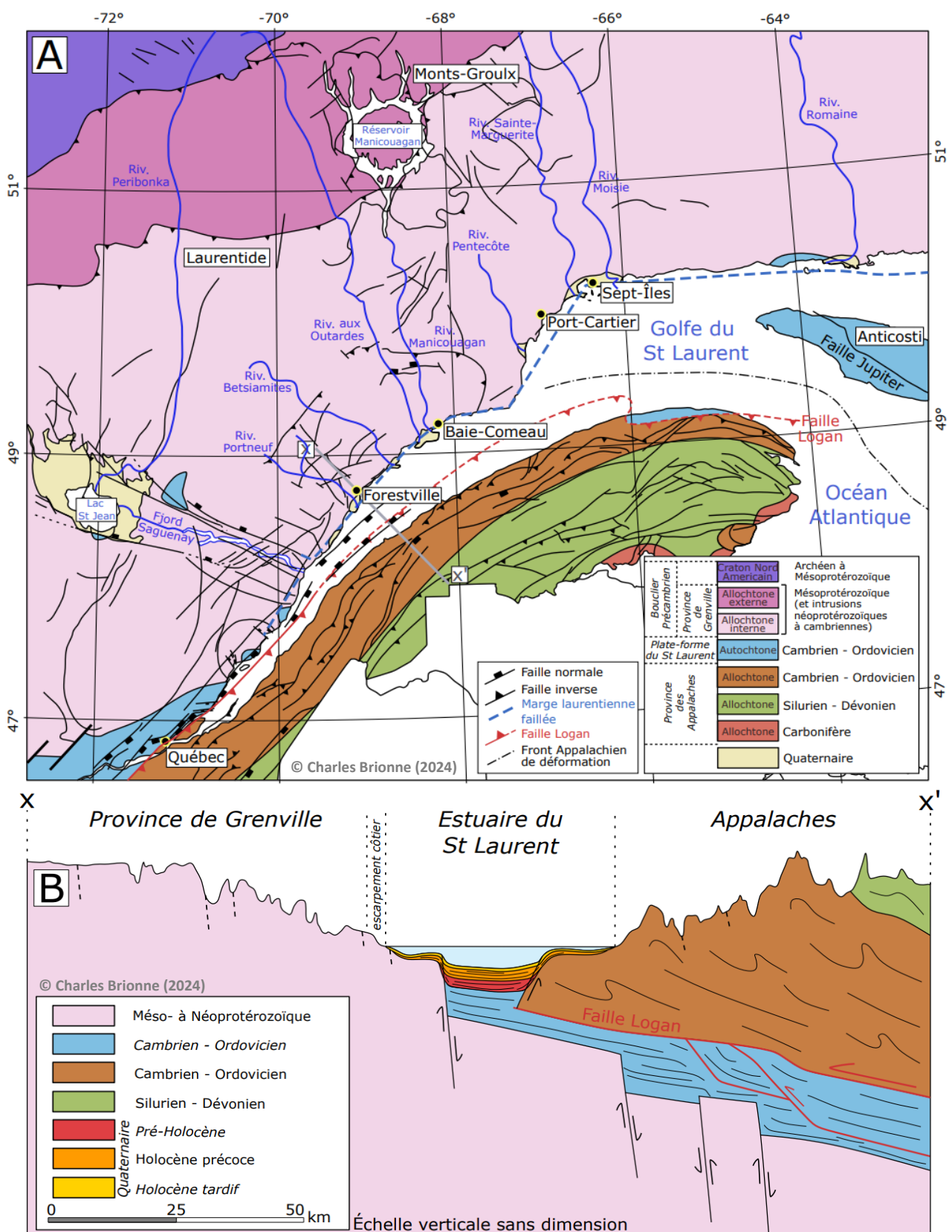
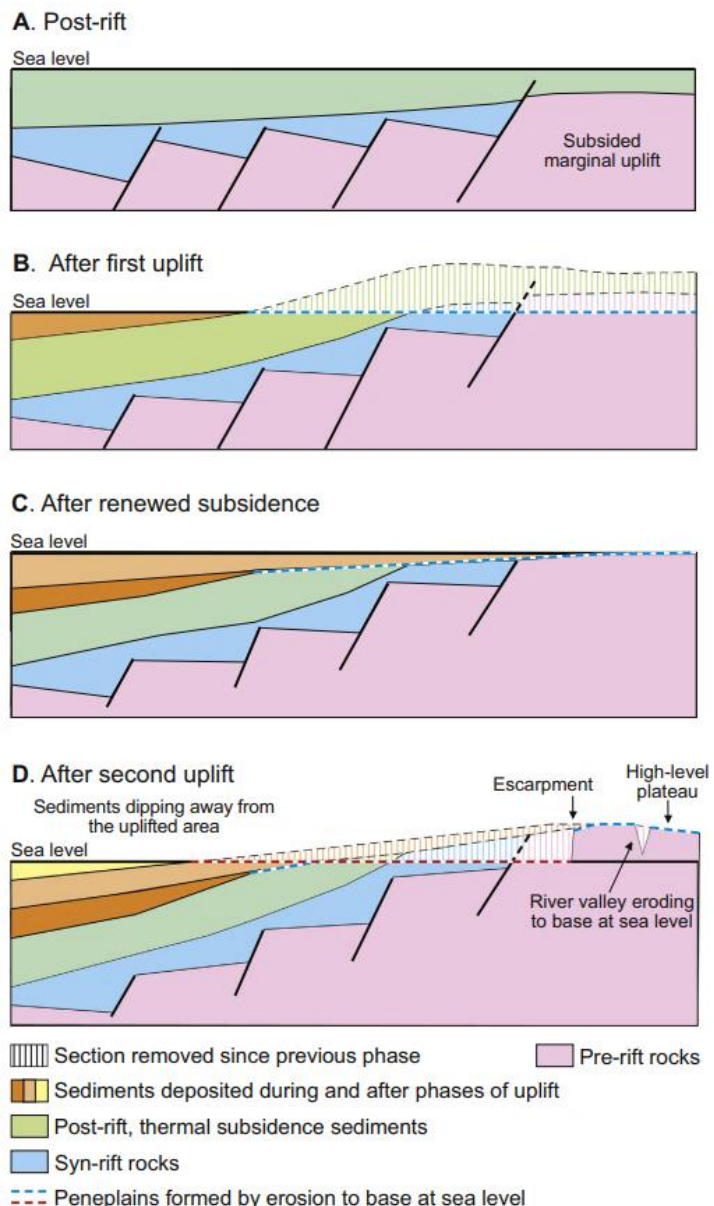


Figure 5 : (A) Carte géologique simplifiée de la région du Saint-Laurent (fond de carte modifiée d'après Brisebois et al., 1994 avec une compilation de données issues de Tremblay et al., 2003, 2013 ; Brisebois et Clark, 2003 ; Faessler et al., 1931 ; Martignole et Nantel, 1989 ; Sasseville et al., 2012 et de la carte géologique du Canada-annexe 1). La ligne rouge traversant l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent correspond à la faille Logan. Le système du rift jurassique est symbolisé par les failles normales de la plate-forme du Saint-Laurent vers le Chenal Laurentien jusqu'à Forestville. (B) Coupe verticale transversale de l'estuaire du Saint-Laurent montrant les différentes provinces géologiques et la relation entre les failles du rift jurassique et la faille Logan, reprise de Pinet et al., 2013. Modifié avec la compilation de données (A).

les 10 ans (Adams et Basham, 1991). De plus, la récurrence de séismes exceptionnels de magnitude supérieure à 7 est de 400 à 1300 ans (Mazzotti et al., 2005). Cette sismicité est plus largement entretenue par la déformation crustale causée par le rebond glacio-isostatique à la suite de la disparition de la charge glaciaire de l'Inlandsis Laurentidien (voir section 5 de ce chapitre ; Ojo et al., 2021).

Le Chenal Laurentien est également découpé en profondeur par un système de rift Jurassique à Crétacé lié à l'ouverture du secteur Labrador de l'Océan Atlantique (Rocher & Tremblay, 2001 ; Tremblay et al., 2013). Ce rifting mésozoïque a réactivé plusieurs failles issues du rifting antérieur précambrien à cambrien issue de l'ouverture de l'océan lapétus. Il se localise pour les failles les moins profondes à proximité de l'actuel frange littorale de la Côte-Nord (Sasseville et al., 2012 ; Lowe et al., 2018) et correspond en une série de faille normale s'insérant de plus en plus profonde sous la province appalachienne (figure 5 ; Du Berger et al., 1991 ; Green et al., 2018).

Figure 6 : Résumé du développement post-rift des marges continentales passives en 4 étapes, représentant : (A) Une marge de rift dans la croûte continentale plusieurs dizaines de millions d'années après la fin d'un rifting. Le refroidissement du rift et de ses marges a provoqué l'affaissement de la zone et les sédiments post-rift (en vert). (B) Après une phase de soulèvement : l'érosion fluviale a formé une pénéplaine proche du niveau de la mer. La subsidence s'est poursuivie au large et l'espace d'accueil et s'est remplie de sédiments (orange), (C) Après une nouvelle subsidence, les sédiments (orange clair) recouvrent la surface d'érosion, formant une discordance d'érosion. (D) Après une seconde phase de soulèvement, les vallées fluviales s'élèvent jusqu'au niveau de la mer et se rejoignent pour former un escarpement qui s'érode afin de former une nouvelle pénéplaine. La pénéplaine s'étant formée après la première phase de soulèvement est maintenant un plateau de haut niveau (figure issue de Japsen et al., 2012, reprise de Green et al., 2018).



L'escarpement côtier observé le long de la Côte-Nord du Saint-Laurent n'est probablement pas exactement la résultante d'un jeu de failles du système de rift Jurassique. Cet escarpement peut être expliqué à la suite d'un épisode d'*uplift*, par la formation d'une nouvelle surface de pénéplanation par érosion rétrogressif corrélé au niveau marin (figure 6 ; Green et al., 2018). L'escarpement côtier est aussi expliqué comme étant la limite du système de failles de la marge laurentienne (Cousineau et Longuépée, 2003).

La topographie actuelle du Bouclier canadien, caractérisée par un relief vallonné dont les altitudes sont comprises entre 500 et 1 000 m, est largement héritée de la pénéplanation des anciens reliefs précambriens (Ambrose, 1964). Toutefois, la théorie d'un héritage issu de la grande discordance tardive du Bouclier canadien reste encore sujette à débat (Keller et al., 2019 ; Sturrock et al., 2021 ; McDannell et Keller, 2022 ; Peak et al., 2023). De larges vallées structurales, peu associées à des systèmes de failles (figure 5) dans lesquelles coulent les rivières actuelles, dissèquent profondément les roches de la province de Grenville. Ces vallées structurales ont un axe perpendiculaire à l'axe de l'Estuaire du Saint-Laurent et focalisent les écoulements des grandes rivières actuelles vers ce dernier. Celles-ci mesurent plusieurs dizaines, voire centaines de kilomètres de long et, plusieurs centaines de mètres à plusieurs kilomètres de large.

La profondeur observée de ces vallées est typiquement de l'ordre de 200 à 400 m pour la partie visible, bien qu'un remplissage sédimentaire d'une épaisseur inconnue constitue le fond de ces vallées. Elles sont caractérisées par des flancs abrupts, fréquemment verticaux et comprennent à leur base une gorge caractérisée par un profil en V (Lajeunesse, 2014). Il existe une hiérarchie dans les dimensions de ces vallées, les plus grandes étant les vallées de Manicouagan, Outardes, Walker, Pentecôte, Sainte-Marguerite et Moisie (figure 7). Le fjord du Saguenay quant à lui, est un cas à part puisque sa formation est à l'origine en partie d'un effondrement du rift Jurassique (Tremblay, 2013). L'âge de ces vallées et gorges associées n'est pas connu, mais il est cependant décrit comme étant pré-Quaternaire (Lajeunesse, 2014).

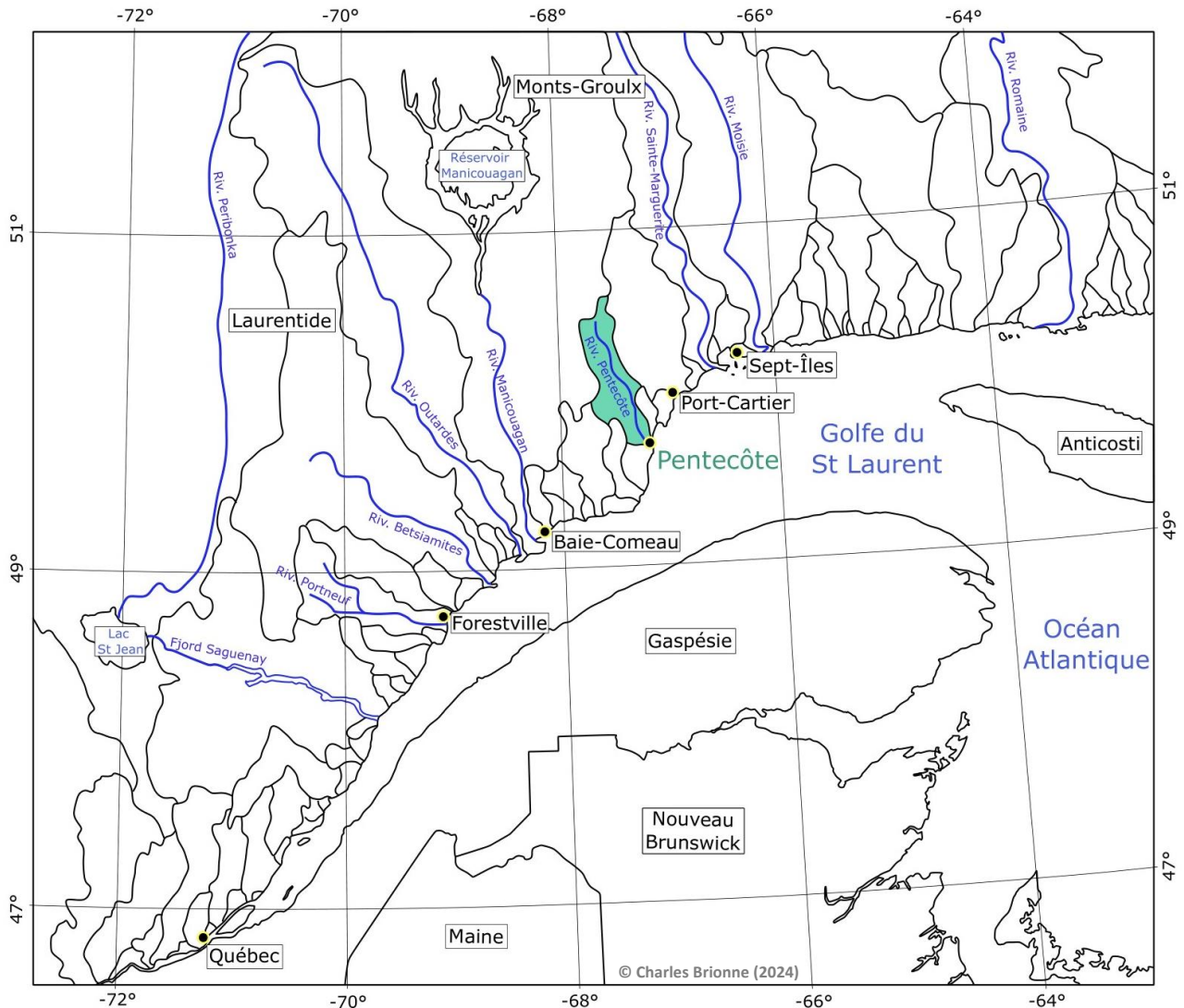


Figure 7 : Carte des bassins versants et des principaux cours d'eau associés - partie Est de la province du Québec. La localisation du bassin versant du complexe sédimentaire de Pentecôte est représentée en vert.

Les sédiments quaternaires post-wisconsinien (tardi-pléistocènes à holocènes) reposent quasiment partout directement sur le socle des provinces de Grenville ou de la plateforme du Saint-Laurent. Des sédiments anté-wisconsinien ont toutefois été occasionnellement observés, dans des dépressions topographiques les préservant des érosions glaciaires et marines subséquentes. Notamment, l'Île au Coudre comprend une importante série d'âges illinoien - sangamonien (Brodeur & Allard, 1985 ; Brisebois et Brun, 1994 ; Clet & Occhietti, 1995 ; Occhietti et al., 1995 ; Duchesne et al., 2007, 2010).

2. La Côte-Nord du Saint-Laurent et ses successions sédimentaires associées

L'estuaire du Saint-Laurent, s'étirant de la ville de Québec jusqu'à la Pointe-des-Monts (figure 1), est le plus grand estuaire au monde avec une superficie d'environ 15 000 km² (Duchesne et al., 2010). Le golfe du Saint-Laurent se prolonge à partir de Pointe-des-Monts jusqu'au rebord de la plateforme continentale et couvre une superficie de plus de 230 000 km². Le golfe et l'estuaire sont reliés par le Chenal Laurentien, qui correspond à une dépression topographique allongée atteignant des profondeurs de plus de 300 m. Le Chenal Laurentien, long de 1 500 km entre Tadoussac et le rebord de la plateforme continentale au sud-est de Terre Neuve, mesure entre 60 et 80 km de large. À Tadoussac, sa profondeur diminue de manière abrupte (D'anglejan, 1990 ; Duchesne et al., 2007, 2010), forçant à cet endroit un upwelling lié aux courants de marée (Simard et al., 2002). De nombreuses études ont été menées sur le remplissage sédimentaire quaternaire de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent (Syvitski & Praeg, 1989 ; Josenhans & Lehman, 1999 ; Duchesne et al., 2007, 2010), sur la chronostratigraphie au cours de l'Holocène (St-Onge et al., 2008), ainsi que sur la relation entre la fonte de l'Inlandsis Laurentidien, le NMR et la sédimentation (Brouard et Lajeunesse, 2016 ; Casse et al., 2017 ; Normandeau et al., 2017 ; Lajeunesse et al., 2019 ; Dietrich et al., 2017, 2020).

2.1 L'estuaire du Saint-Laurent

L'estuaire du Saint-Laurent se compose de différentes zones distinctes d'un point de vue géomorphologique. Une plateforme côtière peu pentée et comprise entre 0 et 30 m de bathymétrie compose les rebords nord et sud de l'estuaire. Cette plateforme côtière se compose (1) d'un talus pente à 10 degrés de moyenne marquant la transition vers des zones plus profondes du Chenal Laurentien (Dionne, 1968, 1990, 2001 ; Bellefleur et al., 2006 ; Occhietti et al., 2022) et (2) parfois de battures décrites comme des plateformes d'érosion, surmontées de blocs représentant des éléments résiduels issus de formations sédimentaires quaternaires érodées et/ou de blocs d'origine glaciaires (Dionne & Poitras, 1996 ; Dionne, 2004, 2011). Sur la Côte-Nord de l'estuaire, la largeur de la plateforme côtière atteint des

valeurs maximales de 20 km, mais peut par endroit, être très restreinte, en étant inférieure à 500 m, voire inexistante (figures 8 et 9 ; Duchesne et al., 2010 ; Normandeau et al., 2014 ; Dietrich, 2015). Cette plateforme côtière est formée soit de sédiments meubles quaternaires, soit de socle igné, métamorphique ou sédimentaire (Canada, 2012) et, est à ce jour une plateforme d'abrasion soumise aux conditions marines. Le rebord de la plateforme côtière se marque par une rupture de pente abrupte qui mène au talus. Ce rebord, formé lui aussi, de sédiments ou de socle, présente localement des chenaux incisés, des canyons et des chenaux-levées, soit à l'embouchure de rivières, soit hors de leurs axes (Normandeau et al., 2015, 2017, 2022).

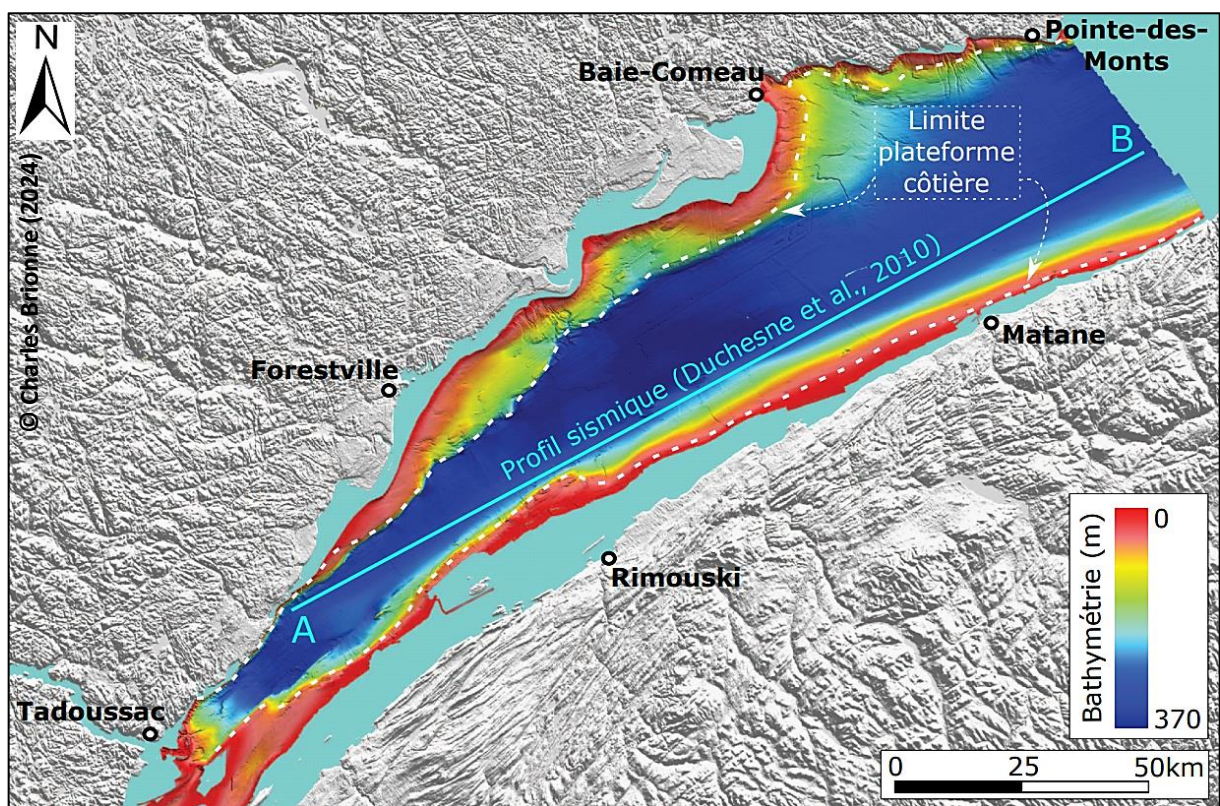


Figure 8 : Carte bathymétrique de l'estuaire du Saint-Laurent montrant la limite de la plateforme côtière sur les côtes nord et sud et la localisation de la coupe sismique A-B (figure 11) du remplissage sédimentaire (modifié de Duchesne et al., 2010).

La partie profonde de l'estuaire à l'amont est caractérisée par un remplissage extrêmement important, atteignant par endroit jusqu'à 400 m de sédiments (figure 10), quaternaire essentiellement. Ces sédiments se sont déposés préférentiellement dans les dépressions topographiques du socle sous-jacent, interprétées comme étant creusées par l'érosion glaciaire différentielle au cours de la succession de glaciations quaternaires (Duchesne et al., 2007, 2010).

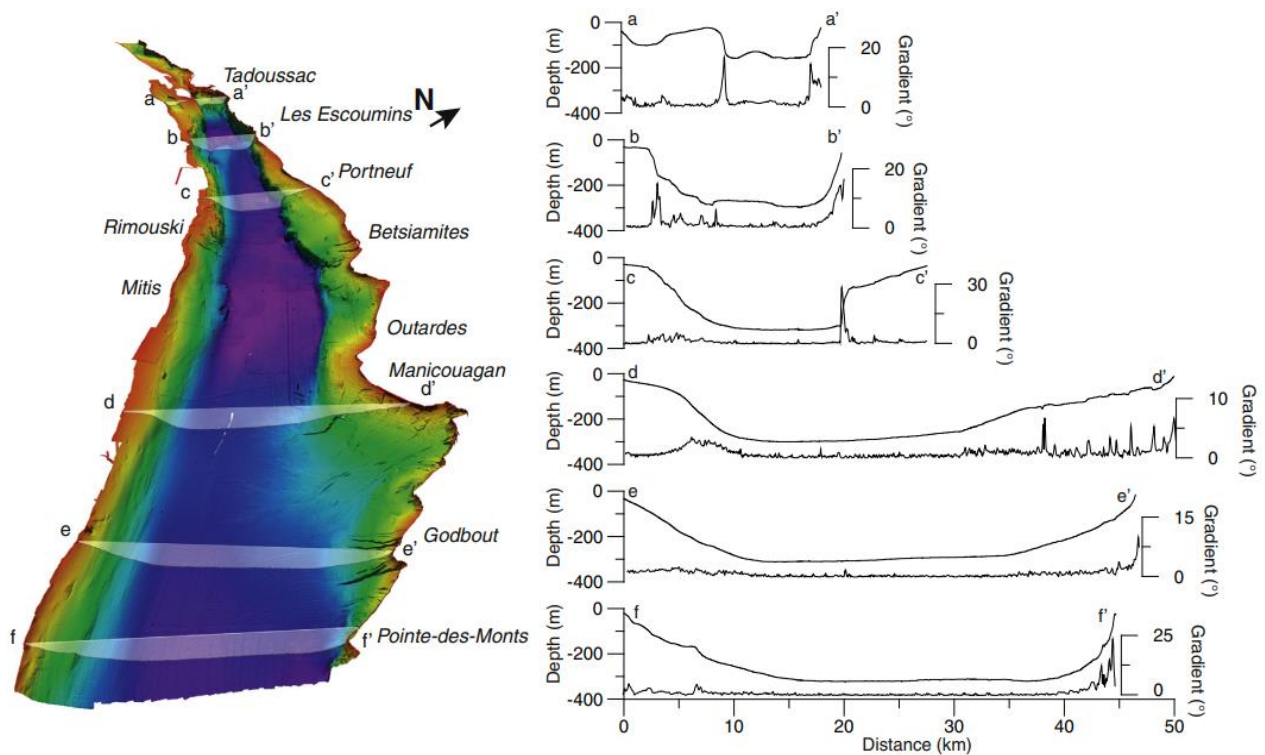


Figure 9 : Bathymétrie et profils gradués de l'estuaire du Saint-Laurent (Normandeau et al., 2015).

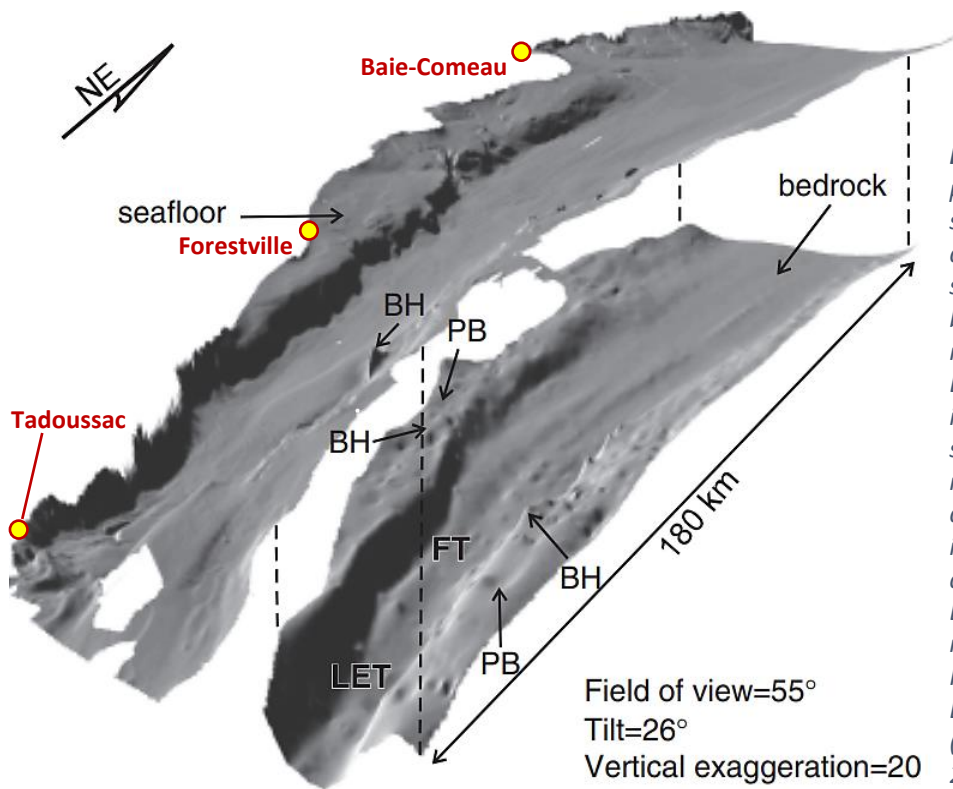


Figure 10 : Vue en perspective de la surface du substratum rocheux extraite du modèle stratigraphique sismique 3D sous l'imagerie bathymétrique haute résolution des fonds marins. Les lignes en pointillé indiquent l'étendue de la surface du substratum rocheux par rapport aux données multifaisceaux indiquant le toit de la couverture sédimentaire. BH : surface du substratum rocheux, FT : auge de Forestville, LET : auge des Escoumins, PB : petit bassin (repris de Duchesne et al., 2010).

2.2 Le golfe du Saint-Laurent

Le golfe du Saint-Laurent s'étend de Pointe-des-Monts aux détroits de Cabot et de Belle-Isle de part et d'autre de Terre Neuve (Saucier et Chassé, 2000) et se compose d'une plateforme peu pentée, comprise entre 50 et 250 m de bathymétrie, comprenant des séries carbonatées paléozoïques (Sanford & Grant, 1990) affleurantes en système de cuesta sous-marine, ou à l'affleurement sur l'île d'Anticosti. La plateforme est intersectée par plusieurs chenaux profonds, allant jusqu'à 510 m de profondeur. Leurs profils en U sont interprétés comme résultant d'un surcreusement glaciaire pré-wisconsinien (Josenhans & Lehmann, 1999 ; Lajeunesse, 2014).

2.3 Remplissage sédimentaire associé

Le remplissage dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent reflète le retrait de l'Inlandsis Laurentidien. Il se décompose en 4 unités sismostratigraphiques se succédant chronologiquement, mais diachrones régionalement (figure 11) : il s'agit respectivement de sédiments de contact glaciaire, glaciomarin (sédiments glaciaires proximaux, pro-deltaïque et paraglaciaire), chacune de ces unités est décrite ci-après :

L'unité 1, la plus proche du fond et la plus ancienne, repose sur le socle. Elle est constituée de sédiments d'aspect massif ou chaotique interprétés comme des faciès sous-glaciaires à juxta-glaciaires (*till*) déposés par de la glace ancrée, et dont l'âge supposé est tardi-pléistocène à holocène, bien qu'un amalgame avec des sédiments plus anciens tapissant le socle soit très probable par endroit (Duchesne et al., 2010). Il est remarquable de voir que cette unité montre de fortes variations d'épaisseurs, jusqu'à 180 m d'épaisseur dans le golfe (Josenhans & Lehmann, 1999) et seulement une vingtaine de mètres à l'amont de l'estuaire (figure 11, Duchesne et al., 2010). L'unité 2 est d'une épaisseur plus disparate allant jusqu'à 70 m dans le secteur des Escoumins, mais diminuant rapidement à seulement quelques mètres à proximité de la plateforme côtière ; des épaisseurs similaires sont observées dans le golfe. Cette unité montre des réflecteurs sismiques bien marqués, avec seulement quelques structures chenalantes. Elle est interprétée comme résultante d'une sédimentation

glaciomarine proximale à distale déposée dans le cadre de la mer de Goldthwait (cf. section 6). L'unité 3 est constituée de sédiments deltaïques et prodeltaïques relativement fins, mis en place lors du retrait des marges glaciaires de l'Inlandsis Laurentidien en domaine continental sur le bouclier canadien. Cette unité montre un amincissement d'ouest en est, passant respectivement de 190 m d'épaisseur à moins de 10 m d'épaisseur, et parfois même totalement absente (Duchesne et al., 2010). La dernière unité 4 compose le sommet de la stratigraphie sismique et correspond au fond marin actuel. Elle drapè toutes les autres unités sous-jacentes. Principalement résultante de la décantation d'argiles hémipélagiques, elle peut également intégrer des dépôts de contourites et d'effondrements gravitaires (Duchesne et al., 2010 ; Normandeau et al., 2013 ; 2014 ; 2022).

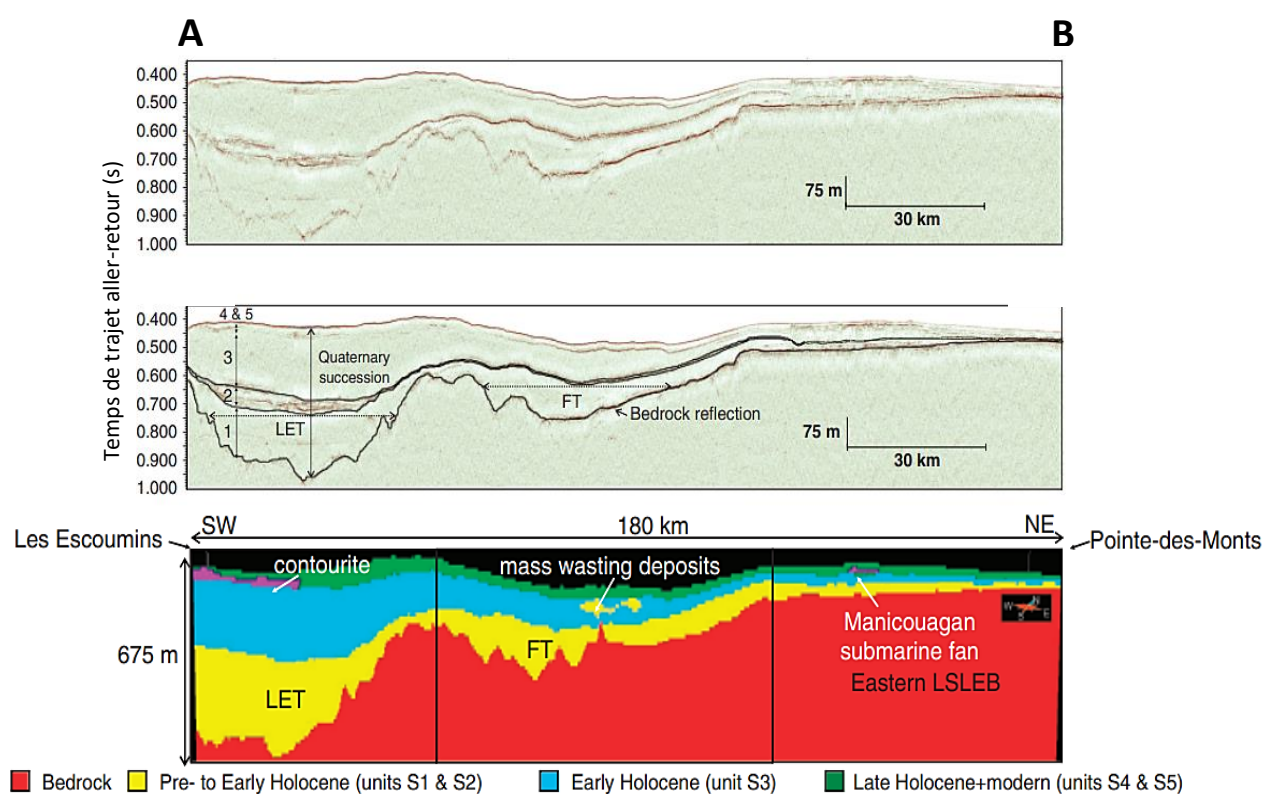


Figure 11 : Coupe schématique A-B de l'Estuaire du St. Laurent représentant les différentes unités sismiques de remplissage (modifié de Duchesne et al., 2010).

Toutefois, il faut préciser que ces unités stratigraphiques sismiques n'ont pas de valeur chronostratigraphique (Dietrich et al., 2017b, 2019). Il y a nécessairement un diachronisme dans le dépôt de chaque unité. En effet, les dépôts au sein même d'une unité sismique ne peuvent être déposés en même temps dans les parties amont et aval de l'estuaire,

notamment dû à la position de la marge glaciaire lors de son retrait, induisant un diachronisme spatial et temporel.

3. Étapes d'une séquence de déglaciation : exemple de l'Inlandsis Laurentidien au Québec oriental

La dernière déglaciation du secteur Canada Atlantique commence à la sortie du Pléniglaciaire ou dernier maximum glaciaire (DGM) au Pléistocène supérieur. Ce dernier marque l'extension maximale des glaciers. En Amérique du Nord, il s'agit de la glaciation Wisconsinienne (plus ou moins synchrone avec celle dite de Würm dans les Alpes et celle du Weichsélien en Europe du Nord), ces appellations représentent la culmination de la phase lente de croissance des glaciers et des inlandsis depuis environ 100 000 ans.

3.1 Maximum glaciaire de l'Inlandsis Laurentidien

L'Inlandsis Laurentidien est considéré comme un des systèmes majeurs à l'échelle du globe, dépassant en volume de glace toutes les autres masses glaciaires présentes dans l'hémisphère nord au même moment. L'Inlandsis Laurentidien se compose de trois principaux dômes : au nord, celui de Foxe-Baffin, à l'ouest, le dôme de Keewatin et, à l'est, celui du Québec-Labrador, correspondant aux zones d'accumulation d'où partent les flux glaciaires dans toutes les directions. Il se raccordait aux inlandsis groenlandais et de la cordillère (figure 12, Dyke, 2004 ; Stokes et al., 2015 ; Dalton et al., 2020). Le DMG se situe entre 21 700 ans cal. BP et 22 000 ans cal. BP (Margold et al., 2018 ; Leng et al., 2019 ; Dalton et al., 2020) parmi les modèles de déglaciation les plus récents. L'épaisseur de glace au niveau du dôme central de l'Inlandsis Laurentidien centré sur la baie d'Hudson et le Nord Québec mesurait au maximum 3 500 m d'épaisseur, au niveau de l'actuelle ville de Québec cette épaisseur était estimée à 1 500 m (figure 13 ; Peltier et al., 2015 ; Koohzare, 2023). Les marges glaciaires s'étendaient jusqu'à la limite de la plateforme continentale (figure 12).

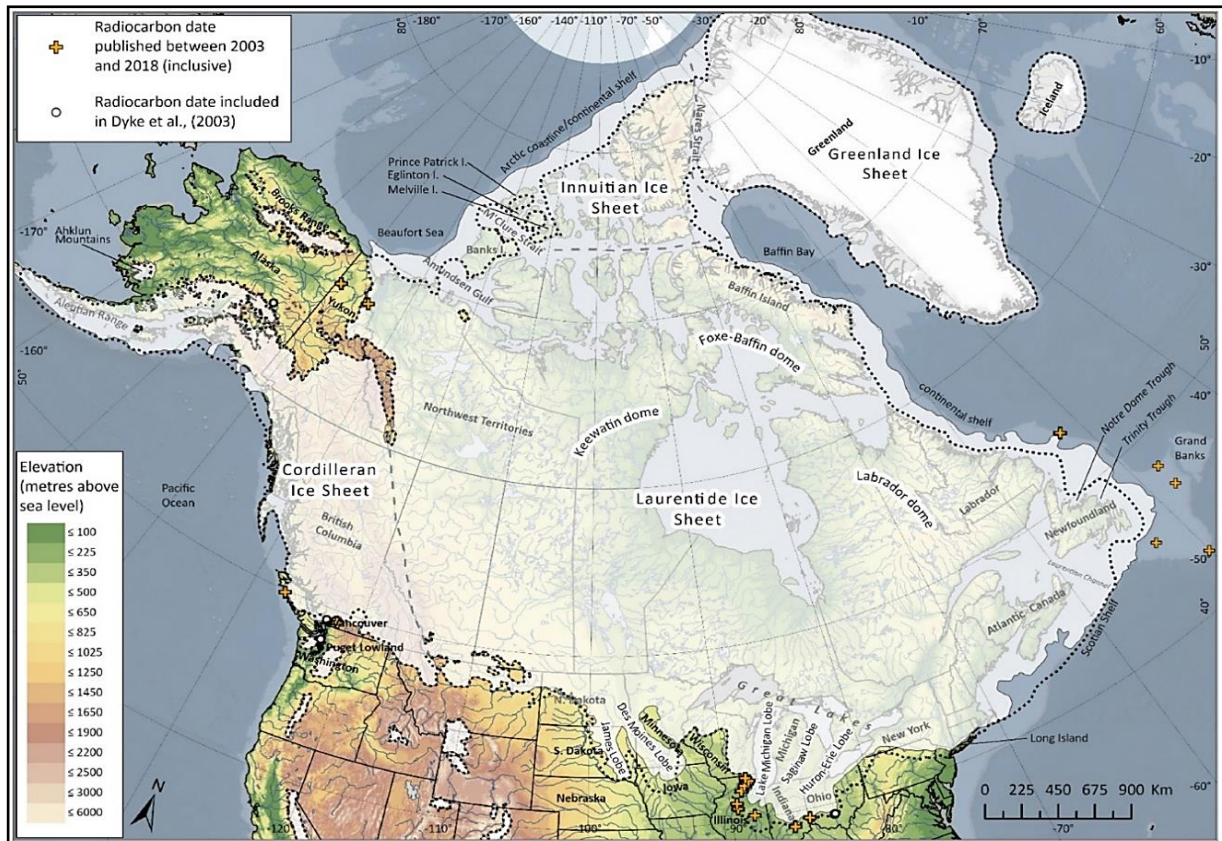


Figure 12 : Extension maximale de l'Inlandsis Laurentidien au dernier maximum glaciaire, environ 21 700 ans cal. BP (d'après Dalton et al., 2020).

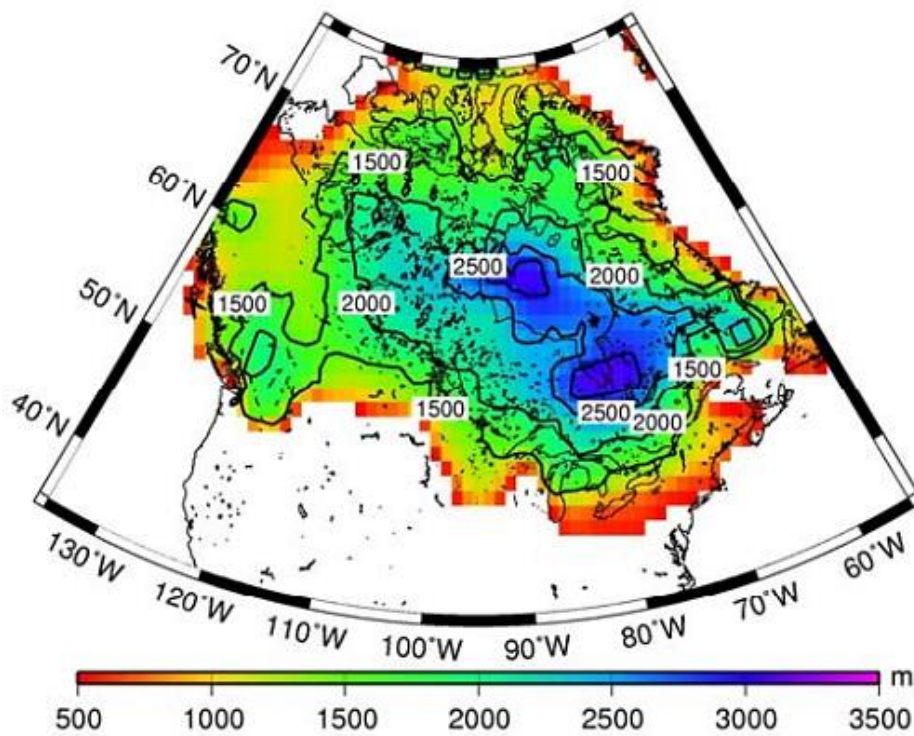


Figure 13 : Épaisseur de la glace sur le continent nord-américain au dernier maximum glaciaire selon le modèle ICE-3G (d'après Koohzare, 2023).

3.2 Drainage de l'inlandsis par les fleuves de glace et début de la séquence de déglaciation

Au cours du début de la décroissance de l'Inlandsis Laurentidien entre 21 800 et 18 200 ans cal. BP (Margold et al., 2018), la rhéologie plutôt ductile de la glace aurait favorisé la formation de nombreux fleuves de glace (figure 14 ; Marshall et al., 1996 ; Clarke et al., 2003 ; Winsborrow et al., 2010 ; Margold et al., 2015, 2018). Les fleuves de glaces (*ice-streams*), se

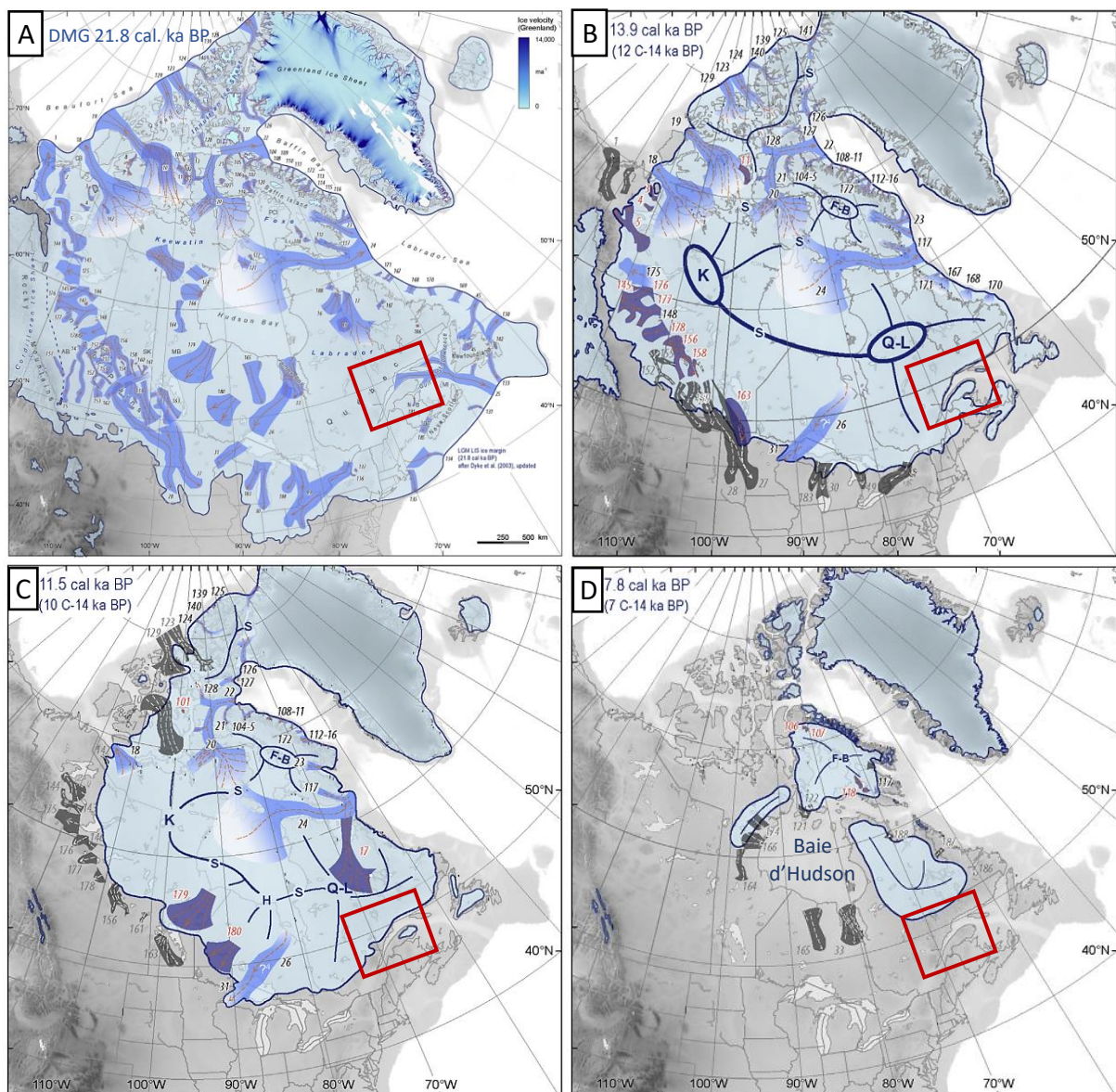


Figure 14 : Cartes de l'extension l'Inlandsis Laurentidien à plusieurs étapes de la déglaciation. (A) Au DMG avec indication des fleuves de glace (zones en bleu moyen et foncé); (B) vers 13 900 ans cal. BP avec l'ouverture de l'estuaire et du Golfe du St-Laurent ; (C) vers 11 500 ans cal. BP avec le passage d'une marge glaciaire marine à continentale ; (D) vers 7 800 ans cal. BP avec la séparation des 3 dômes majeurs de l'Inlandsis Laurentidien. La zone d'étude correspond à l'encadré rouge (repris et modifié de Margold et al., 2018).

définissent comme des zones à vitesses de la glace plus élevée que celle présente autour (Swithinbank, 1954 ; Patterson, 1998 ; Bennett, 2003 ; Winsborrow et al., 2010).

Le phénomène de fleuves de glace apparaît comme le principal processus par lequel un inlandsis évacue sa masse glaciaire, et ce, notamment en période de déglaciation (Margold et al., 2015). Le long de la Côte-Nord du Saint-Laurent, le scénario d'un tel fleuve de glace suivant l'axe du Chenal Laurentien est avancé par des reconstitutions récentes, même si les preuves géologiques à l'appui - par exemple, par la reconnaissance d'une zone de départ à courants convergents sur socle et de linéations glaciaires sur sédiments meubles à l'aval - restent encore limitées (Stokes & Clark 2001 ; Eyles et al., 2016 ; Occhietti et al., 2022). Trois terminaisons sont possibles pour ces fleuves de glace, les terminaisons continentales entraînant la création de vastes lobes glaciaires (exemple avec le lobe Des Moines, Minnesota, USA ; Patterson, 1997 ; Jennings, 2006) et les terminaisons marines (exemple avec le Chenal Laurentien ; Shaw et al., 2006 ; 2009) facilitant le développement d'éventail d'embouchure, appelé en anglais *Trough Mouth Fan* (Ó Cofaigh et al., 2003 ; Piper et al., 2007, 2011 ; Pedrosa et al., 2011 ; Batchelor & Dowdeswell, 2014 ; Rydingen et al., 2015) lorsque la terminaison atteint la pente du talus continental. On parle de prisme de ligne d'ancrage lorsque la localisation est différente (p. ex. : Batchelor & Dowdeswell, 2015 ; Bart & Tulaczyk, 2020). Deux types de systèmes sédimentaires sont à l'origine de leurs formations, l'apport de débris glaciogéniques et le dépôt par décantation de sédiments fins issue de plumites (figure 15 ; Belwald et al., 2020). La troisième est une terminaison mixte marine de faible profondeur se comportant en fait comme une terminaison continentale.

Ces systèmes de courants glaciaires permettent un transfert plus efficace des sédiments vers les bassins océaniques. En effet, une terminaison marine d'un fleuve de glace permet une ablation importante par production d'icebergs, et inversement, une production d'icebergs permet de maintenir un fleuve de glace (Winsborrow et al., 2010) qui va transporter des sédiments. Ce fut le cas pour le fleuve de glace du Saint-Laurent lorsqu'il rejoignait la limite de la plateforme continentale, formant un cône (ou éventail) d'embouchure d'auge (*trough mouth fan* ; Armitage et al., 2010 ; Todd, 2016 ; Leng et al., 2018). Il s'agit là du point de départ de la séquence de déglaciation du Saint-Laurent. Plusieurs épisodes de sédimentation terrigène ont été détectés dans les successions sédimentaires atlantiques. Ils

pourraient correspondre à des périodes de production accrue d'icebergs, notamment du fait de l'accélération des fleuves de glace. De tels épisodes sont connus comme les événements Heinrich (Heinrich, 1988) et furent repris plus récemment avec plus de précision pour le secteur de l'Atlantique Nord (Roberts et al., 2014 ; Zhang et al., 2014 ; Bassis et al., 2017 ; Ivanovic et al., 2017).

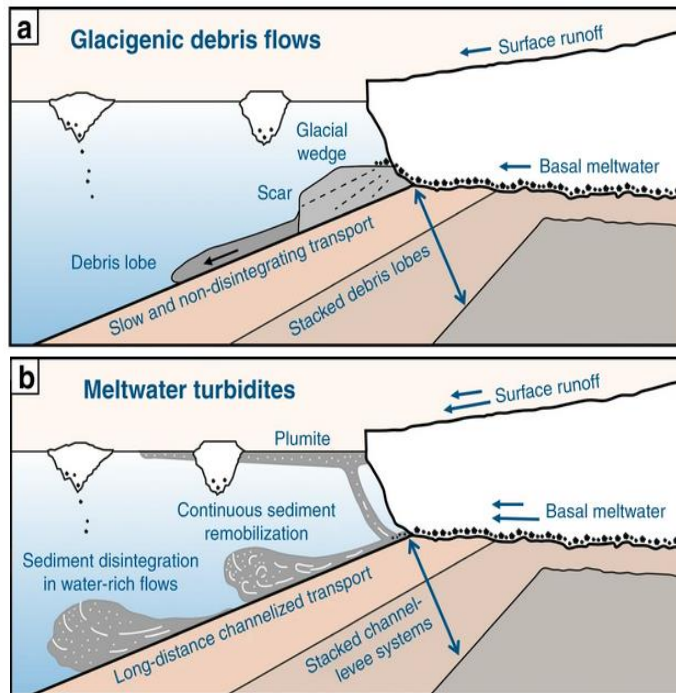


Figure 15 : Modèle d'éventail d'embouchure (a) dominé par les coulées de débris glaciaires impliquant la présence d'un coin glaciaire stockant temporairement les sédiments ; et (b) dominé par les eaux de fonte impliquant un transport continu de sédiments canalisés dans des écoulements riches en eau avec des systèmes de plumites en surface (d'après Belwald et al., 2020).

3.3 Dislocation du fleuve de glace laurentien et ouverture en eaux libres du Saint-Laurent

Dans le golfe du Saint-Laurent, la déglaciation précoce est souvent interprétée comme résultant d'une dislocation du fleuve de glace à l'endroit de l'actuel Chenal Laurentien associé à un important vêlage d'icebergs entre 18 000 et 13 900 ans cal. BP (figures 14 et 16, Shaw et al., 2002 ; 2006 ; Dyke, 2004 ; Margold et al., 2015, 2018). Ce modèle propose que le Chenal Laurentien, et de manière générale, l'ensemble du golfe du Saint-Laurent jusqu'à l'embouchure du Saguenay soit libre de glace dès 15 000 ans cal. BP (Govare, 1995 ; Occhietti et al., 2001, 2011 ; Brouard et al., 2016). Cette dislocation va réorienter les lignes d'écoulement de la glace d'une manière plus au moins perpendiculaire au trait de côte actuel, car elles ne sont plus redirigées par l'écoulement du fleuve de glace laurentidien (figure 17 ; Brouard et al., 2016 ; Occhietti et al., 2011, 2022).

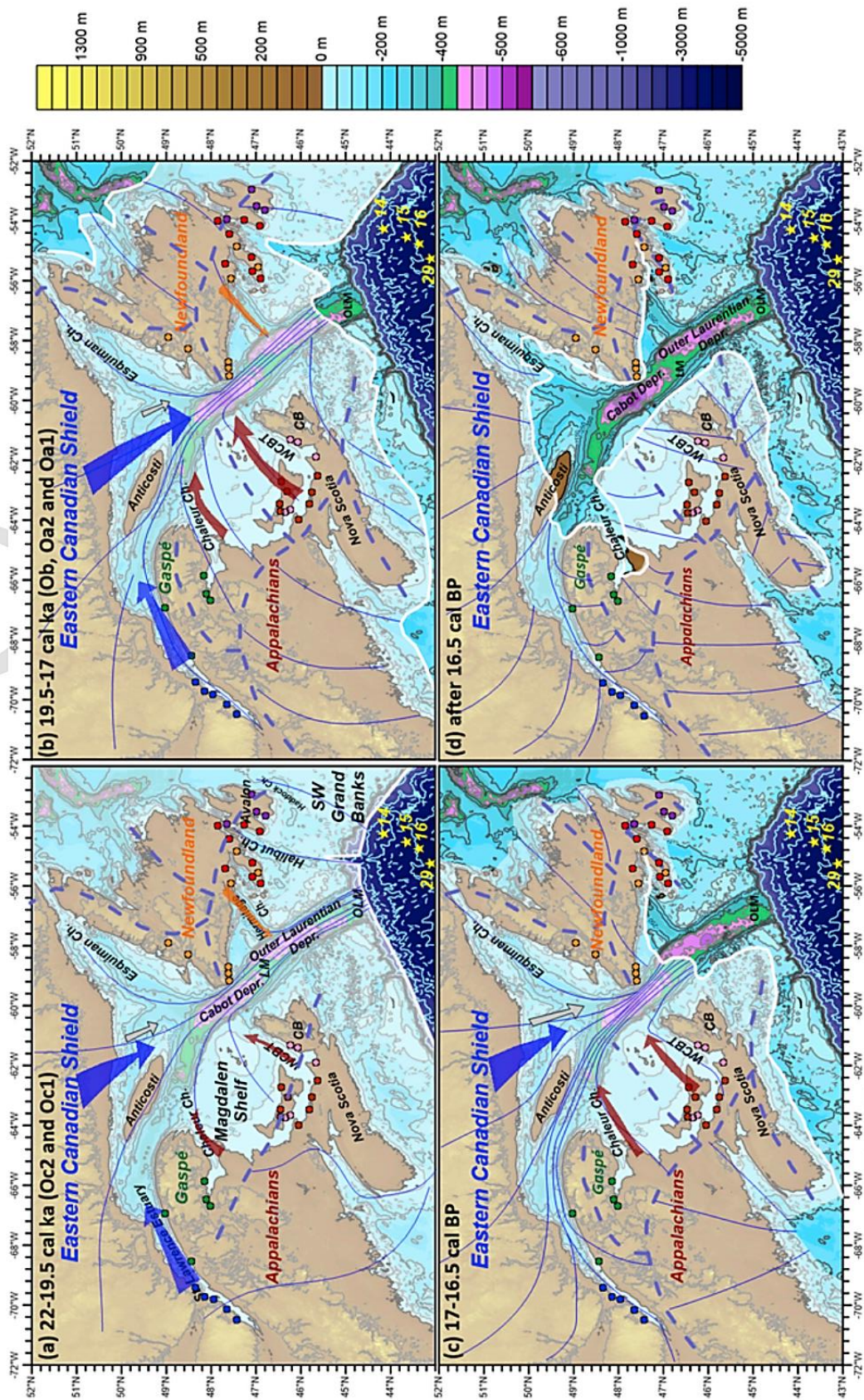


Figure 16 : Modèle représentant l'ouverture du Chenal Laurentien aval après le DGM (LGM) de 22 000 à 16 500 ans cal. BP d'après Leng et al., 2019. Les positions des marges glaciaires sont tirées de (a) Shaw et al. (2006), (b) Dyke (2004), (c) et (d) Josenhans et Lehman (1999), révisées par Piper et Macdonald (2001). Les lignes bleues en pointillé marquent les lignes de partage des glaces, les lignes bleues fines indiquent les directions d'écoulement des glaces. Les flèches colorées représentent l'apport de sédiments en provenance des principales zones sources (rouge pour EM-H, bleu (CS-gran) et orange (SN-gran) pour EM-M, gris pour EM-C). CB = Cap-Breton, LM = Moraine laurentienne, OLM = Moraine Laurentienne externe, WCBT=Western Cape Breton trough (d'après Leng et al., 2019).

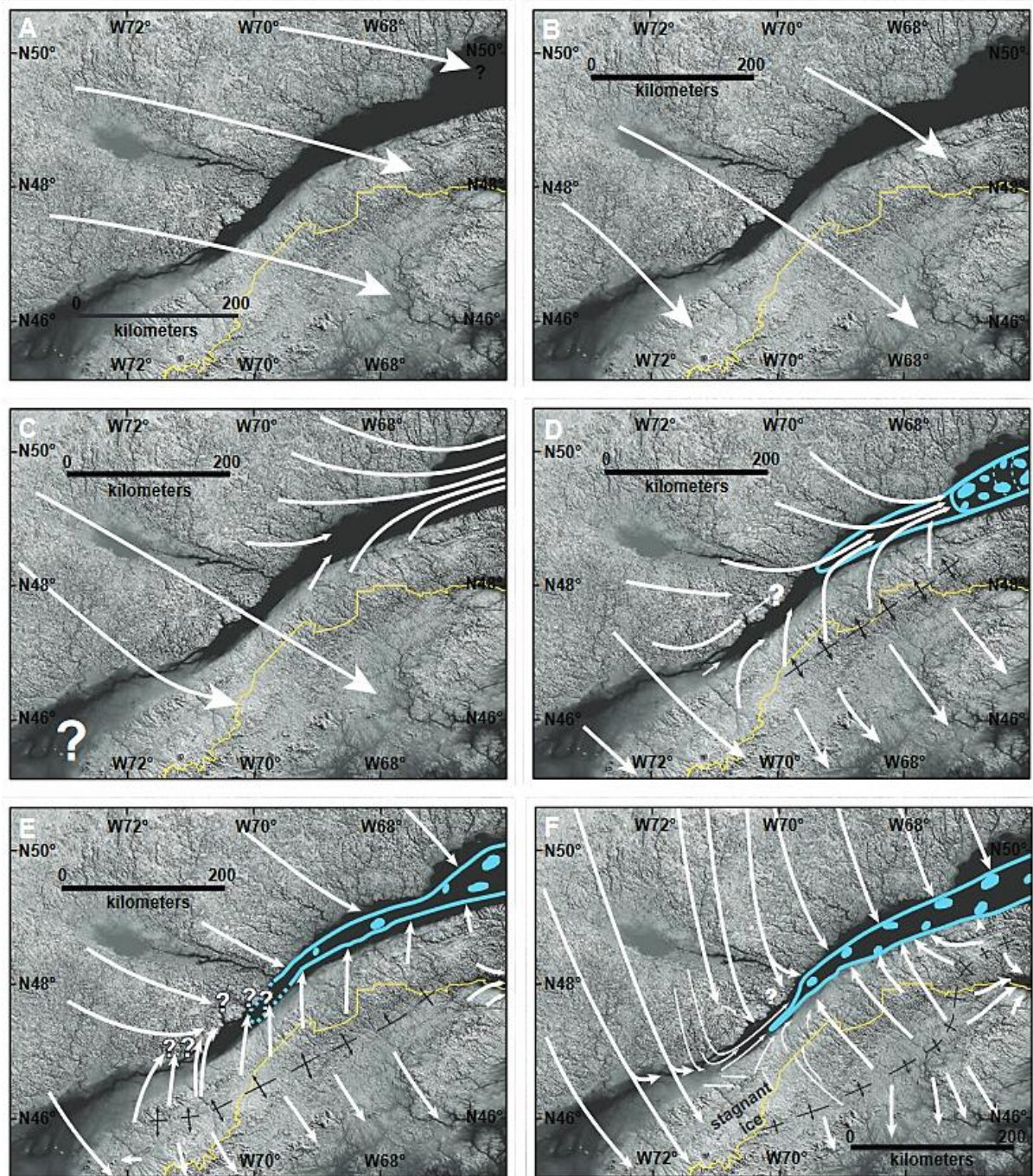


Figure 17 : Cartes représentant l'ouverture progressive de l'estuaire du Saint-Laurent en plusieurs étapes. (À et B) Fin du DGM et juste après ; (C) ouverture du golfe au début du Bølling Allerød ; (D) accélération du drainage de la glace, début du fleuve de glace dans l'estuaire décrit comme fort et épais, à ce stade les Appalaches sont partiellement déconnectées du dôme du Québec-Labrador ; (E) fin du Bølling et début de l'Allerød et (F) déconnection totale du Dôme des Appalaches de celui du Québec Labrador et ouverture du Saint-Laurent jusqu'à Charlevoix, d'après Occhietti et al., 2022.

Margold et al. (2018) suggèrent un écoulement rapide de la glace dans la haute vallée du Saint-Laurent peu avant la séparation du complexe glaciaire appalachien du LIS et sa décomposition ultérieure en plusieurs calottes glaciaires résiduelles. Cette preuve d'écoulement rapide est suggérée comme le résultat d'un amincissement de la calotte et de

contrainte liée à la topographie qui diminue, mise en évidence par des traces héritées de fleuves de glace. Plus en aval dans la vallée du Saint-Laurent, la glace a été redirigée dans une direction nord-est vers une marge localisée dans l'estuaire du Saint-Laurent (Parent et Occhietti, 1999).

3.4 Transition marine à continentale de la marge glaciaire

La transition marine à continentale de la marge glaciaire à l'échelle de la zone d'étude est une phase très courte sur la séquence de déglaciation, estimée entre 13 900 et 11 500 ans cal. BP par Margold et al. (2018) (figure 14, B et C). Face au complexe sédimentaire de Pentecôte, on y observe une série de prismes de ligne d'ancrage (*GZW : grounding zone wedge*) représentatif d'une stabilisation de la marge (Lajeunesse et al., 2019 ; description ci-après en partie 4 de ce chapitre). La durée de cette transition peut être fournie par l'analyse de complexes sédimentaires (Dietrich et al., 2017b). À titre de comparaison dans notre zone d'étude, elle dure environ 1 700 ans à Sept-Îles (entre le prisme de ligne d'ancrage et la moraine du lac Daigle (Dietrich et al., 2017b). Pour le système de Portneuf, il faut compter 1 100 ans pour cette transition (Dietrich, 2015 ; Dietrich et al., 2017a). Dans la région de Charlevoix, au lac Saint-Joseph, la durée est comprise entre 1 000 et 2 000 ans (Normandeau et al., 2013)

Un épisode climatique de retrait glaciaire rapide et de réchauffement global est connu sous le nom de Bølling- Allerød (14 600 à 12 900 ans cal. BP) et peut-être dû à une redirection des écoulements proglaciaires des eaux de fontes de l'Inlandsis Laurentidien vers le Mississippi depuis la baie d'Hudson (Obbink et al., 2010 ; Carlson et al., 2012). Cependant ce retrait glaciaire global est interrompu par un retour temporaire à des conditions climatiques glaciaires, épisode connu sous le nom de Dryas récent (YD : *Younger Dryas*) entre 13 000 et 11 500 ans cal. BP. Ce refroidissement est marqué par des réavancées glaciaires dans le sud du Québec de quelques kilomètres à dizaines de kilomètres, ces réavancées sont bien marquées par le complexe morainique de St-Narcisse (Occhietti, 2007), ou celui de la Côte-Nord (*Québec North Shore* ; Occhietti et al., 2011), et jusqu'au Labrador (Couette et al., 2023).

3.5 Retrait progressif de la marge glaciaire en domaine continental et abandon des bassins versants de la Côte-Nord

Entre 12 000 et 8 000 ans cal. BP, les marges glaciaires se retirent globalement lentement, et plus ou moins linéairement vers le nord. En Abitibi, cette période correspond à un retrait de 600 km. Ce recul de la marge a pu atteindre 900 m/an au sud-est de la baie d'Hudson (Carlson et al., 2007), tandis que sur la basse Côte-Nord (située à l'est de Natashquan), le retrait n'est que d'une centaine de kilomètres (Occhietti et al., 2011 ; Margold et al., 2018). Cette période est représentative de taux de sédimentation élevé principalement contrôlé par le rejet des eaux de fonte (Casse et al., 2017). Il faut noter différents événements climatiques qui se succèdent dans la région de l'Atlantique Nord vers 10 400, 9 300 et 8 200 ans cal. BP et ont une tendance à ralentir le retrait des marges glaciaires vers le dôme Labrador (Ullman et al., 2016 ; Couette et al., 2022). Le retrait des marges vers le dôme engendre un abandon progressif des bassins versants sous influence glaciaire en termes de dépôts. Les bassins versants à l'amont de l'estuaire du Saint-Laurent sont les premiers concernés par une transition entre sédimentation glaciomarine sous de la glace de rive pluriannuelle (c.-à-d., la mer de Laflamme, dans le secteur du Lac-Saint-Jean et du fjord du Saguenay) vers un ruissellement terrestre fort en lien avec un soulèvement glacio-isostatique rapide lié au retrait de la masse glaciaire (cf. section 5 de ce chapitre ; Normandeau et al., 2017).

Dès 8 000 ans cal. BP, le retrait vers le nord s'accélère (Carlson et al., 2008 ; Margold et al., 2018). À 6 000 ans cal. BP, l'Inlandsis Laurentidien n'est plus qu'un dôme résiduel de quelques milliers de km² centré sur le Nord-Québec (figure 14 D ; au sud de la baie d'Ungava, Clark et al., 2000 ; Occhietti et al., 2011) avant sa disparition totale et définitive peu après. L'affinage de ces modèles de déglaciation pour l'Inlandsis Laurentidien sont toujours d'actualité dans le secteur de la Côte-Nord (Dietrich et al., 2017 ; Margold et al., 2018 ; Dalton et al., 2020 ; Duboc et al., 2023) et seront améliorés pour leurs parties continentales par les méthodes de datations cosmogéniques sur des blocs morainiques laissés par les marges glaciaires lors de leurs retraits (Young et al., 1970 ; Briner et al., 2006 ; Couette et al., 2022 ; 2023).

4. Les prismes de lignes d'ancrage (GZW)

Le terme de prisme de ligne d'ancrage ou *grounding zone wedge* (GZW) fut introduit pour la première fois par Powell & Domack (1995) pour désigner les lits progradants de diamicton recouverts par des couches horizontales de diamicton, interprétées comme étant un till sous-glaciaire. Ce nouveau terme a eu pour but de remplacer le terme précédemment utilisé de delta de till, et ce, afin d'éviter de définir les sédiments comme du till et de s'écarter de toute association avec le niveau de la mer qui pourrait être déduite du mot "delta" (Alley et al., 1989). En effet, ces formes de dépôt sédimentaires sont caractéristiques des milieux où de grandes quantités de débris sont disponibles, mais aussi où l'écoulement des eaux de fonte est négligeable, comme pour les lignes d'échouage des glaciers des hautes latitudes (Powell & Domack, 1995).

Les prismes de lignes d'ancrage se forment à proximité directe de ces dernières, et plus précisément à la limite de décollement du glacier là où les sédiments glaciaires sont redistribués par les coulées de débris subaquatiques produisant ainsi des lits successifs de diamicton (Anderson, 1999 ; Domack et al., 1999 ; Licht et al., 1999 ; Shipp et al., 2002 ; Ó Cofaigh et al., 2005). Les coulées de débris produites dans de tels environnements, en particulier à la surface de ces systèmes, ont été appelées coulées de débris glaciaires ou *glacigenic debris flows* (GDF) par King et al. (1998). Ces coulées successives forment un prisme de sédiments progradant au niveau de la ligne d'ancrage et même au-delà ; on remarque que l'avancée subséquente de cette ligne de contact sur ces dépôts entraîne leur recouvrement par du till sous-glaciaire (Stewart & Long, 2016).

Par ailleurs, ces prismes se caractérisent par une géométrie asymétrique avec un côté en aval plus raide que celui en amont. Par exemple pour les prismes au large du complexe sédimentaire de Pentecôte, ils reflètent une pente en amont $< 0,4^\circ$ et une pente en aval plus raide comprise entre 4 et 6° (figure 18 ; Lajeunesse et al., 2019 ; Bart & Tulaczyk, 2020). Ce sont des indicateurs de la direction antérieure de l'écoulement du flux de glace et ces morphologies jouent un rôle stabilisateur/déstabilisateur des marges glaciaires (p. ex. : Brinkerhooff et al., 2017). Il est également remarqué, la forte association entre les prismes de ligne d'ancrage de hautes latitudes et les fosses ou fjords transversaux (Batchelor &

Dowdeswell, 2015) renforçant la suggestion de la nécessité d'un écoulement rapide de la glace, et donc fournissant des taux élevés d'apport de sédiments à la marge de l'inlandsis, nécessaire à la formation de ces prismes (Dowdeswell & Elverhøi, 2002 ; Landvik et al., 2005 ; Ottesen & Dowdeswell, 2009).

Batchelor & Dowdeswell (2015) ont proposé qu'ils soient des indicateurs de la paléo-activité des fleuves de glace, mais pas pour autant sujet à la présence d'une concentration des eaux de fonte sous-glaciaire qui, on le verra par la suite, se marquera plutôt par des bancs morainiques. En effet, le fleuve de glace peut tout-à-fait glisser sur une couche de sédiments glaciogéniques non consolidés et saturés en eau, correspondant à du till. C'est ce que Kowal & Worster (2020) ont modélisé pour apporter une vision/explication fluide-mécanique sur leurs formations. Ils rapportent que des vitesses de plus de 100 m/an peuvent être obtenues par la combinaison de l'écoulement glaciaire et de la déformation du till sous-glaciaire (Alley et al., 1987 ; Kamb, 2001 ; Alley et al., 2019). Dans la même réflexion sur le rôle des fleuves de glace vis-à-vis de l'édification des prismes de lignes d'ancrage, deux étapes successives peuvent être mises en évidence dans certains cas. Une première de stabilisation du courant de glace sur le prisme lors de la présence d'une plate-forme de glace avec un flux d'environ 200 +/- 90 m/an. Une seconde arrivant après l'effondrement de la plateforme de glace, visible par une importante accélération du fleuve de glace avec des vitesses supérieures à 1350 +/- 580 m/an à la marge. Cette dernière augmente de façon significative l'apport de sédiments à l'embouchure du système visible par la croissance du volume sédimentaire des différents prismes de lignes d'ancrage au cours du temps (figure 19 ; Bart & Tulaczyk, 2020).

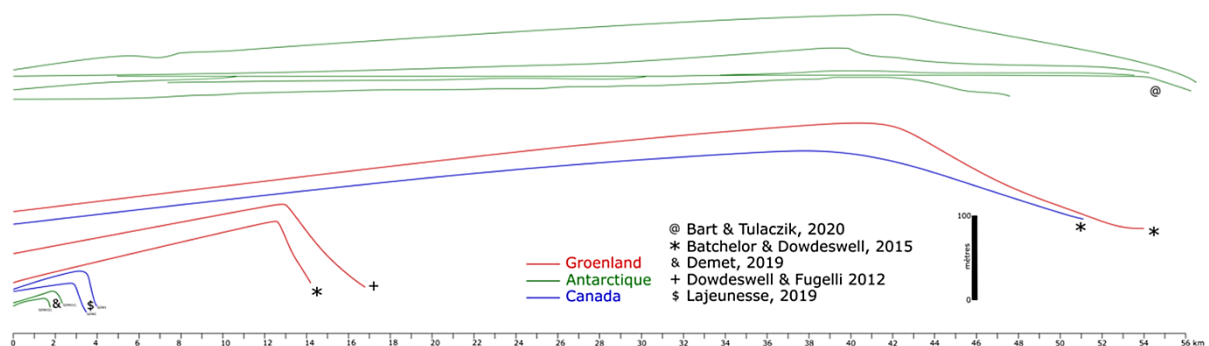


Figure 18 : Comparaison des profils longitudinaux de différents prismes de lignes d'ancrage Groenlandais (rouge), Antarctique (vert) et Canadiens (bleu) issus de différents articles scientifiques (Bart & Tulaczyk, 2020 ; Batchelor & Dowdeswell, 2015 ; Demet et al., 2019 ; Dowdeswell & Fugelli, 2012 et Lajeunesse et al., 2019).

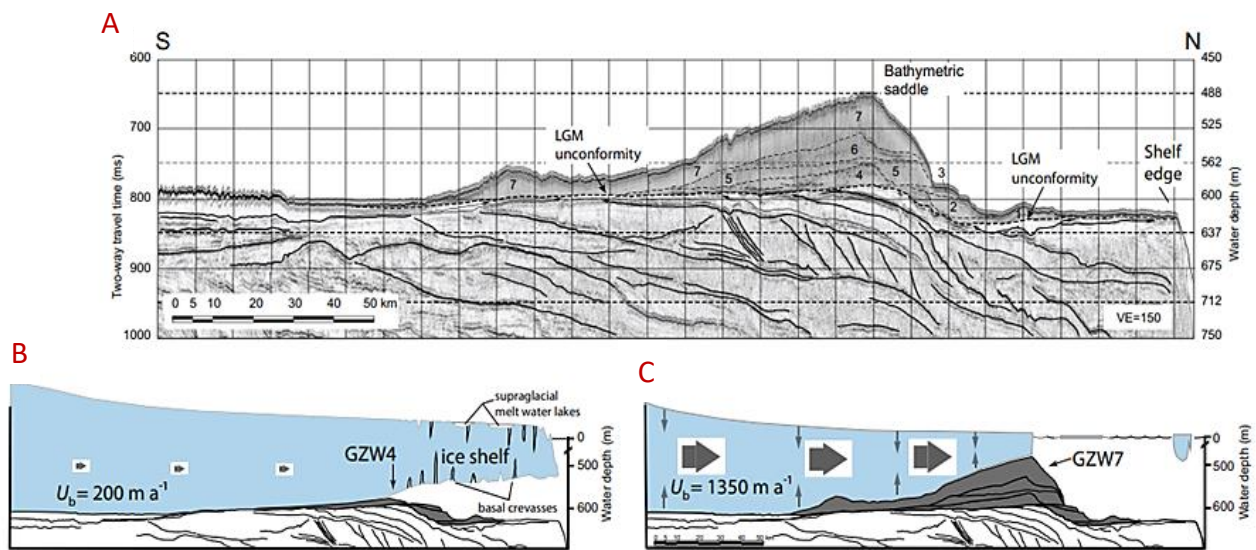


Figure 19 : Coupe d'un complexe regroupant plusieurs prismes de ligne d'ancrage empilés en Mer de Ross (Antarctique de l'est) représentée en (A) par les numéros 1 à 7. (B) Figure interprétative du glacier pendant le dépôt du prisme n°4 avant la rupture de la plateforme de glace. U_b est la vitesse de la glace d'équilibre à la ligne. (C) Figure interprétative du glacier pendant le dépôt du prisme n°7 avant la rupture de la plateforme de glace (d'après Bart et Tulaczyk, 2020).

5. Fonte de l'inlandsis et rebond glacio-isostatique

Le poids exercé par la masse glaciaire de l'inlandsis sur une lithosphère continentale, entraîne une flexure de cette lithosphère, et ce, jusqu'à compensation isostatique si l'équilibre est atteint, et également si la période pour l'ajustement le permet. La déflexion qui en découle est proportionnelle à différents paramètres, notamment aux densités et épaisseurs de la glace, de la lithosphère, mais également de la rigidité flexurale de la lithosphère. Plus la lithosphère est épaisse, ou ancienne, plus il en résulte une rigidité importante (Jordan & Watts, 2005 ; Watts et al., 2013 ; Lewis et al., 2022). Les modèles de réajustement glacio-isostatique tiennent également compte de la charge exercée par l'eau des océans (Whitehouse, 2018), qui varie considérablement entre les périodes de maximum glaciaire et les périodes d'optimum climatique. Lors de la surcharge (phase de glaciation), on observe une déflexion de la lithosphère au centre de l'inlandsis et une compensation sur les marges que l'on appelle le bourrelet périphérique (figure 20).

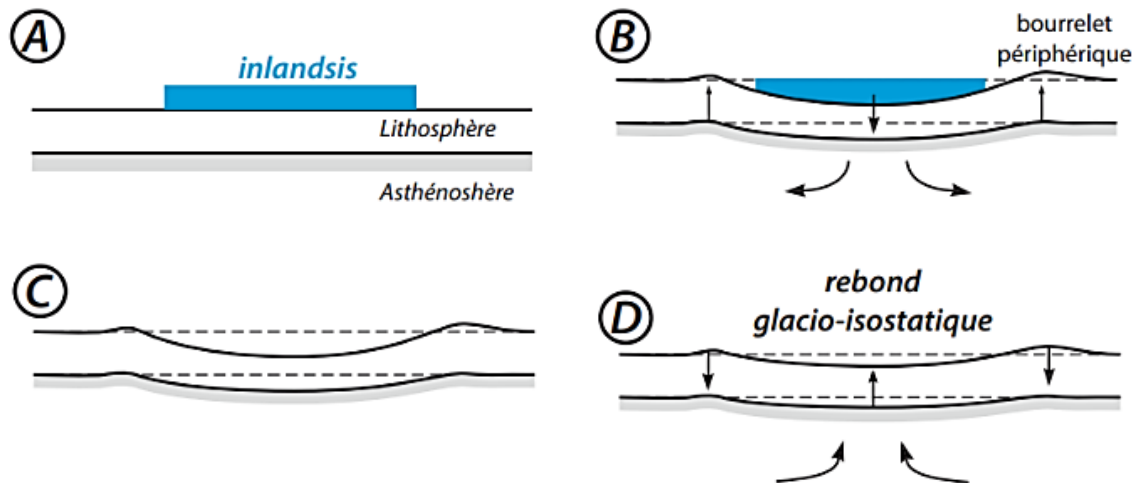


Figure 20 : Schéma simplifié illustrant le mécanisme de flexure et de rebond glacio-isostatique. (A) Représentation du couple inlandsis-lithosphère-asthénosphère avant la déflexion. (B) Flexure isostatique qui compense la charge glaciaire en s'affaisant, à l'inverse du bourrelet périphérique en marge qui s'élève. (C) Représentation de la fonte de l'inlandsis avant le rebond, ce dernier commence dès le début de la décroissance de la masse glaciaire. (D) La vitesse du rebond est conditionnée par la réponse viscoélastique du couple lithosphère/asthénosphère, tandis que le bourrelet périphérique s'effondre. Du fait de la viscosité de l'asthénosphère. Il y a une inertie dans le rebond. Il reste actif plusieurs milliers d'années après la disparition finale des glaces (d'après Allen, 1997 et modifié de Dietrich et al., 2015).

À l'inverse lors de la déglaciation, on observe un rebond glacio-isostatique par réponse viscoélastique du couple lithosphère-manteau. Il sera le plus fort là où se trouvaient les épaisseurs de glace les plus importantes (p. ex. : sous le dôme glaciaire ; figure 22 ; Peltier et al., 2015), à l'inverse, on observe une compensation négative sur les marges avec le retour progressif à un niveau normal dans la zone du bourrelet périphérique (Allen, 1997 ; Allen, 2009). Pour exemple, pour la ville de Québec le rebond glacio-isostatique a exercé un contrôle sur la chute relative du NMR de 336 m en un peu moins de 18 000 ans, soit une moyenne de 1,9 cm/an (figure 21 ; Tarasov et al., 2012).

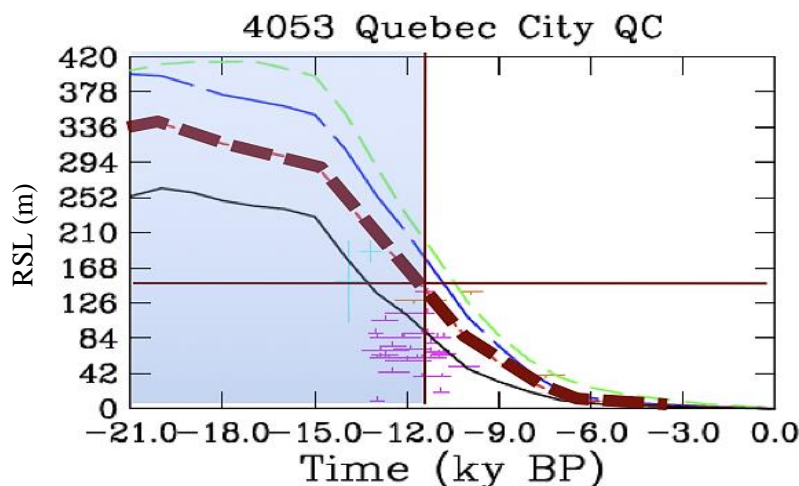


Figure 21 : Chronologie de la chute du niveau marin relatif pour la ville de Québec ces derniers 21 000 ans (modifié Tarasov et al., 2012), la zone bleue représente la période passée sous l'inlandsis.

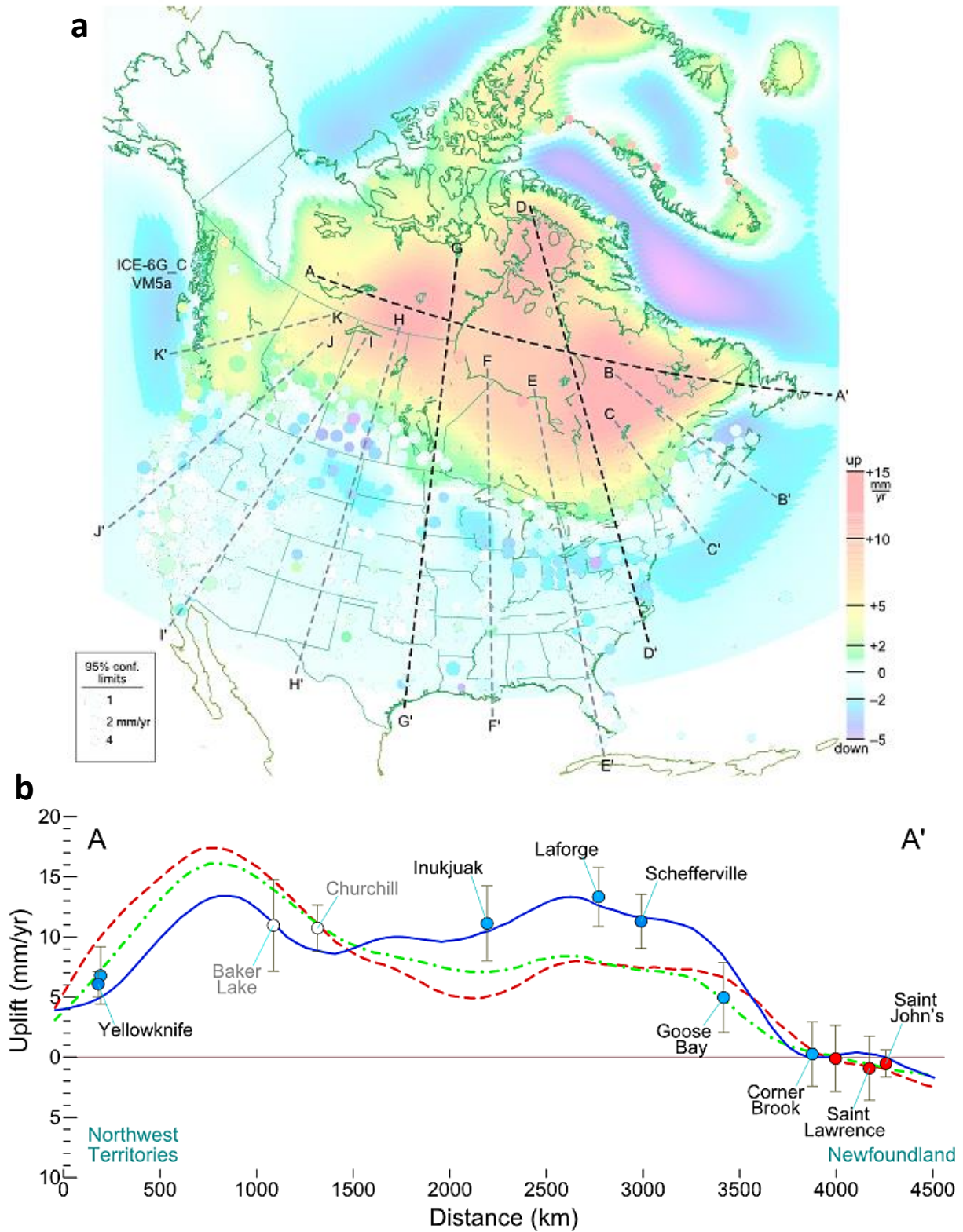


Figure 22 : (a) Modèle prédictif du taux actuel de mouvement vertical de la croûte par réajustement isostatique pour le secteur d'Amérique du Nord (modèle ICE-6G_C) et localisation de la coupe A-A'. (b) Coupe du réajustement isostatique actuel calculé selon 3 modélisations distinctes de l'Inlandsis Laurentidien, passant par l'estuaire du Saint-Laurent (d'après Peltier et al., 2015).

La dynamique du rebond glacio-isostatique est initiée en début de la déglaciation, dès que le glacier s'amincit. Cette dynamique est lente au début. La vitesse maximale du rebond est donc légèrement différée par rapport au DMG (Poutanen & Ivins, 2010 ; King et al., 2010 ; Whitehouse, 2018). C'est la viscosité du manteau qui contrôle la vitesse du rebond, à la différence de la rigidité flexurale qui contrôle l'amplitude de la flexure, et donc du rebond (Watts, 2010 ; King et al., 2010). Le couple lithosphère/asthénosphère forme donc un système viscoélastique dont les paramètres contrôlent les modalités du rebond glacio-isostatique (Kearey et al., 2009 ; Watts, 2010 ; Whitehouse 2018). Néanmoins les incertitudes liées à ces modèles, notamment le profil de viscosité du manteau où l'histoire de déglaciation est souvent mal connue (Melini & Spada, 2019). Un rebond glacio-isostatique au comportement viscoélastique est un phénomène uniforme (Watts, 2010). Il peut cependant produire une activité néotectonique du fait du relâchement de contrainte à la surface de la lithosphère, favorisant une activité sismique dans des zones récemment englacées (Stewart et al., 2000). Le rebond favorise également le jeu de failles préexistantes notamment celles présentes à proximité de l'escarpement côtier.

Actuellement, le rebond glacio-isostatique est toujours actif en Amérique du Nord. Différentes études ont réalisé à l'échelle de l'Amérique du Nord, une quantification de ce rebond par relevés altimétriques GPS (p. ex. : Sella et al, 2007 ; Tarasov et al., 2012 ; Peltier et al., 2015). Ces études sont plutôt en accord les unes avec les autres. Les taux de surrection peuvent atteindre encore 10 mm/an sur le pourtour des Baie-James et d'Hudson (des zones qui s'apparentent à l'ancienne position du dôme Québec-Labrador ; Sella et al., 2007), avec même des valeurs atteignant les 15 mm/an dans ces secteurs (Peltier et al., 2015). Les valeurs de rebond postglaciaire décroissent ensuite concentriquement pour atteindre des valeurs presque nulles près de l'Île de Terre-Neuve, le Golfe du Maine, New York et la région des Grands Lacs (exemple avec Baie St John's ; figure 22 B). Ces modèles enregistrent également des valeurs négatives résultantes des effets résiduels de l'effondrement du bourrelet périphérique dans le nord des États-Unis (sud de la région des Grands Lacs). La Côte-Nord de l'Estuaire du Saint-Laurent est, quant à elle, affectée par des valeurs de rebond de l'ordre de 3 mm/an (Sella et al., 2007). Cette variation est toutefois compensée par la hausse du niveau global des mers liée à l'expansion thermique des océans ainsi qu'à la fonte des calottes du Groenland et d'Antarctique, ce qui implique un NMR plutôt stable ou légèrement en hausse.

Ce second phénomène, que l'on appelle montée glacio-eustatique, il joue un rôle antagoniste au rebond glacio-isostatique concernant la variation du niveau marin relatif (Tarasov et al., 2012 ; Peltier et al., 2015 ; Casse et al., 2017). Cependant la compétition entre ces deux phénomènes lors de la phase de déglaciation n'est à prendre en compte qu'à proximité des marges de l'inlandsis, plus précisément dans les premières centaines de kilomètres de la marge (figure 23 ; Watts, 2001 ; Casse et al., 2017). Si le rebond s'arrête ou faiblit assez vite après déglaciation, ce qui est le cas vers les marges, la montée glacio-eustatique finit par l'emporter sur le rebond, et la séquence de déglaciation se termine par une phase de transgression (Hein et al., 2014).

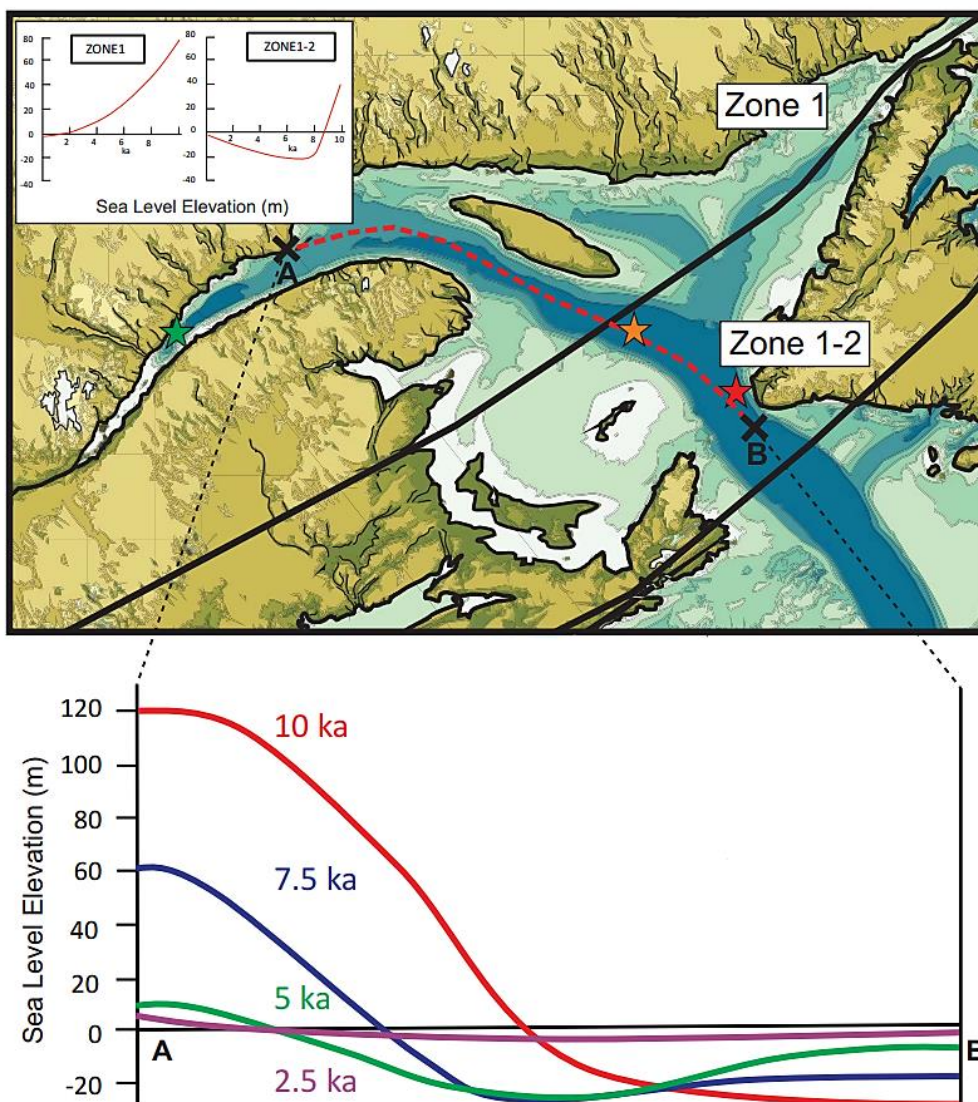


Figure 23 : Évolution du niveau relatif de la mer au cours des 10 000 dernières années, repris de Shaw et al., 2002, d'après Casse et al., 2017. La zone 1 avait un niveau marin relatif 120 m plus élevé à 10 000 ans cal. BP et diminue progressivement jusqu'à aujourd'hui ; la zone de transition (zones 1-2) avait un niveau marin plus élevé suivi d'un niveau marin relatif plus bas autour de 8 000 ans cal. BP, et d'une ré-augmentation progressive du niveau marin par la suite.

6. Mer de Goldthwait et chute du niveau marin relatif (NMR)

Le retrait des marges glaciaires en début de séquence de déglaciation, a permis une transgression rapide de mers dites postglaciaires sur les terres encore soumises à la flexure glacio-isostatique avant la chute du niveau marin relatif (Occhietti et al., 2004). Elles sont au nombre de six dans la province de Québec (figure 24). Il s'agit des mers de Tyrrell (Baie James et baie d'Hudson), d'Iberville (baie d'Ungava), de De Geer (Golfe du Maine), de Champlain (Lac Champlain), de Laflamme (Lac St-Jean, Nutz et al., 2015, 2020) et de Goldthwait concernant l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent (Occhietti et al., 2011, 2022).

Notre zone d'étude est concernée seulement par la mer de Goldthwait. Elle a atteint des altitudes comprises de 100 m jusqu'à 205 m au-dessus du niveau marin actuel, entre l'actuelle ville de Québec et le delta de la rivière Natashquan. Les valeurs maximums ont probablement été atteintes lors d'événements de marées exceptionnelles, de tempêtes ou de conjonction entre plusieurs de ces phénomènes (Dubois, 1977 ; Sala & Long, 1989 ; Dionne, 1977, 1990 ; Occhietti et al., 2022), comme indiqué par d'abondants sédiments marins déposés et préservés jusqu'à ces altitudes. L'altitude maximale atteinte par la mer postglaciaire, indiquée par la présence des plus hauts sédiments marins préservés, est nommée limite marine. Cette limite marine représente un repère morpho-chronologique local. Il correspond à l'envahissement par la mer des terres encore sous le niveau marin dû à la flexure glacio-isostatique suivant le retrait des marges glaciaires. L'altitude maximale atteinte par une mer postglaciaire conditionne la distribution ultérieure des dépôts sédimentaires en domaine marin, côtier ou continental (Dietrich et al., 2017, 2020). Les architectures sédimentaires résultantes seront détaillées au chapitre 6.

Il ne s'agit pas forcément de mer ouverte comme le montre la figure 14, en effet dans le moyen estuaire du Saint-Laurent, cette limite marine a été atteinte de manière diachrone le long de la Côte-Nord, laissant la place à une invasion par les eaux marines au fur et à mesure de l'ouverture du Chenal Laurentien (figure 17) plutôt que de l'ouverture instantanée de tout l'estuaire par baie de vèlage (Occhietti et al., 2022). Ce modèle est en accord avec celui de la rive sud de l'estuaire où le Lac Chaudière-Etchemin précède l'arrivée des eaux marines ; c'est

le cas aussi du Lac St-Jean et de la mer Laflamme prenant le relai (Occhietti et al., 2001; Normandeau, 2010 ; Brouard, 2023).

Les extensions maximales des différentes mers postglaciaires n'ayant pas été synchrones, l'âge de chacune d'elles dépend du calendrier du retrait des marges glaciaires à l'échelle locale. Considérant que les taux de rebond glacio-isostatique sont supérieurs à ceux de remontée glacio-eustatique (Boulton, 1990 ; Shaw et al., 2002 ; Peltier & Fairbanks, 2006), l'extension et la profondeur maximales d'une mer postglaciaire sont atteintes immédiatement après le retrait des marges glaciaires de la zone, au moment précis de l'invasion marine, le niveau marin relatif ne fera donc que de diminuer à cause du mécanisme de régression forcée.

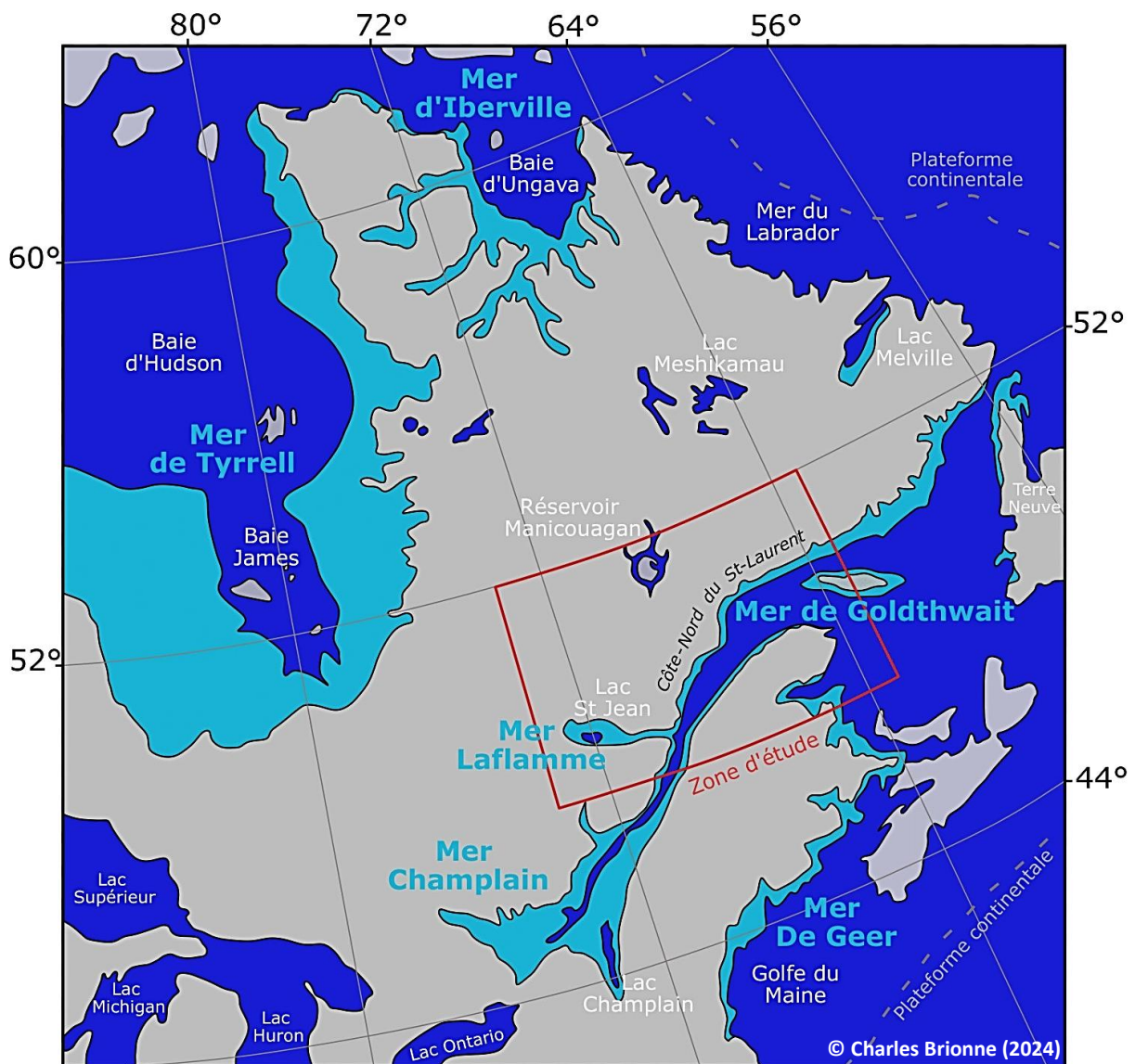


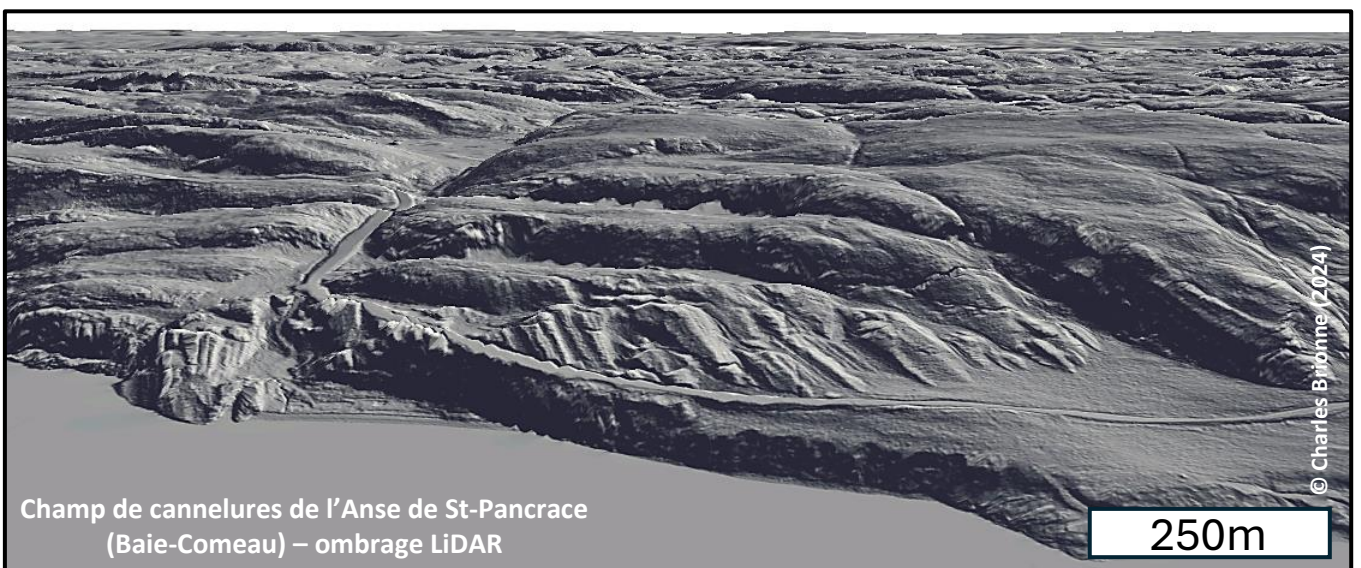
Figure 24 : Carte de l'extension maximale des mers postglaciaires après le retrait des marges glaciaires. L'extension maximale de ces mers n'est pas synchrone, mais dépend de l'histoire de déglaciation. L'encadré rouge représente la zone d'étude (d'après Occhietti et al., 2004 pour l'extension des mers postglaciaires, inspiré de Dietrich et al., 2015).



Champ de cannelures côtières - île du Cap Colombier

Partie A

Les cannelures de la Côte-Nord du Saint-Laurent



Champ de cannelures de l'Anse de St-Panrace
(Baie-Comeau) – ombrage LiDAR

250m

Chapitre 2

Les marqueurs de l'érosion glaciaire

Ce chapitre a pour objectif de poser un cadre concernant les morphologies d'origine sous-glaciaires sur substrat rocheux et leurs significations afin de mieux comprendre la dynamique glaciaire passée. Il présente sous la forme d'un inventaire, différents marqueurs de l'érosion sous-glaciaire observée dans la zone d'étude de ce projet et se décompose en deux parties. La première décrit les morphologies inframétriques à pluridécamétriques et la seconde définit un cadrage des caractéristiques portant sur les cannelures sur socle.

1. Inventaire des différentes formes d'érosion glaciaires

Les formes d'érosion glaciaires représentent les morphologies les plus connues et emblématiques du passage d'anciens glaciers. La plupart de ces morphologies sont répertoriées dans la classification de Sugden & John (1976 ; figure 25). Ce tableau donne également une idée des processus, des caractéristiques et des dimensions de ces différents marqueurs. Les morphologies glaciaires peuvent toutefois se retrouver dans une même zone spatiale causée par un seul ou différents mécanismes d'érosion et de manière synchrone ou diachrone (Cuffey & Paterson, 2010).

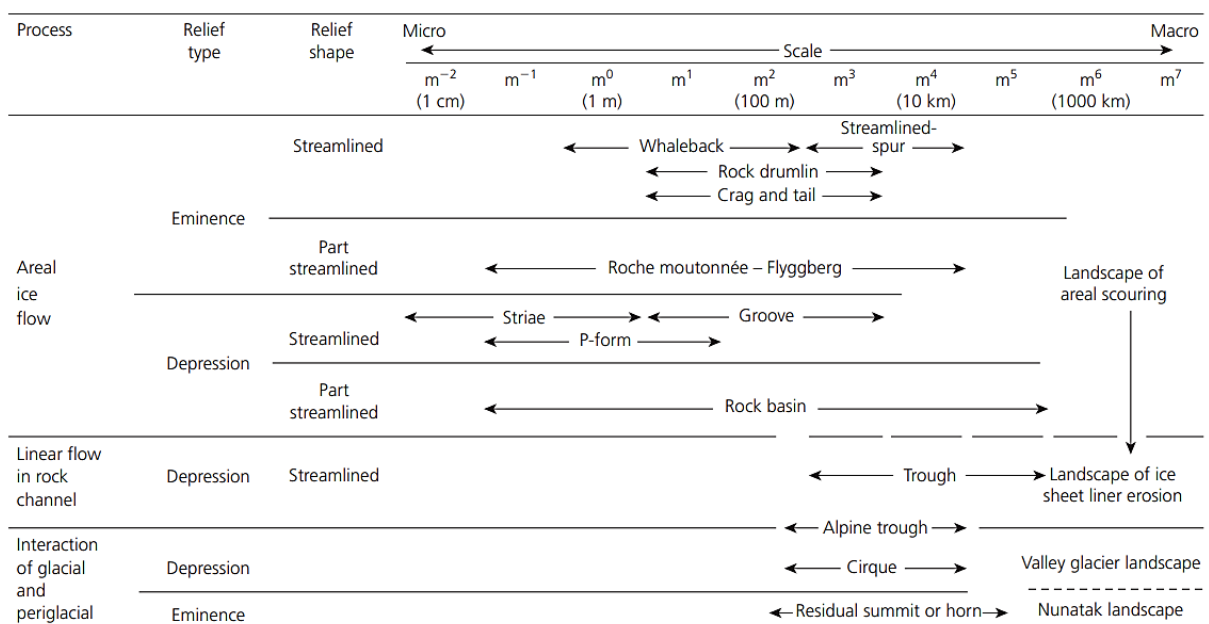


Figure 25 : Classification de taille des formes d'érosion glaciaires (Sugden & John, 1976).

1.1 Formes d'érosion inframétriques à plurimétriques

Il existe un large éventail de formes d'érosion de petite échelle ainsi que de nombreux termes associés dans la littérature (Laverdière et al., 1980, 1985 ; Benn & Evans, 2010 ; Cuffey & Paterson, 2010). Les termes et formes d'érosion rencontrés sur la zone d'étude seront détaillés dans l'inventaire décrit dans la prochaine section, avec pour certains des photos/illustrations prises directement sur le terrain lors des deux campagnes d'acquisition. Quatre morphologies seront présentées : (1) les stries ; (2) les nervures ; (3) les fractures de broutage : broutures concaves et convexes et (4) les formes en P, ou les formes moulées plastiquement.

1.1.1. Les stries glaciaires

Les stries constituent l'archétype par excellence des marques d'érosion glaciaire. Elles arrivent bien souvent en premier à l'esprit lorsque l'on pense aux marques que laisse le passage des glaciers (Martineau et al., 2002). La strie se caractérise par une rayure incisée dans le substrat rocheux (figure 26 ; Benn & Evans, 2010). Elle peut être définie aussi comme une égratignure allongée dans le sens de l'écoulement glaciaire. Elle est le résultat de l'abrasion sous-glaciaire par le déplacement d'un fragment de roche situé dans la partie basale du glacier à l'interface entre la glace et le substratum. La durée de formation d'une strie peut se faire de manière très rapide (soit de quelques heures à quelques semaines) si les conditions optimales sont réunies (Boulton, 1974 ; Atkinson, 1984 ; Iverson, 1990 ; Jenkins & Holt, 2012), ce phénomène dépend de la vitesse basale du glacier. Rea & Evans (1996) ont également démontré comment les surfaces polies peuvent apparaître dans les stries.

Plusieurs mécanismes sont à prendre en compte lors de la formation d'une strie. Tout d'abord, la dureté du lit ou substratum qui facilite ou non l'empreinte que peut laisser le passage du glacier. Mais aussi la dureté de l'outil striateur (p. ex. : un fragment de roche arraché plus à l'amont de l'écoulement glaciaire). Mais aussi les variations de vitesse et de pression causées par la charge glaciaire, la mobilité du fragment piégé dans la partie basale du glacier, et la dynamique sous-glaciaire permettant une évacuation plus ou moins efficace

des débris issus de l'abrasion (Cuffey & Paterson, 2010). En effet, cette farine ou sciure sous-glaciaire (p. ex. : till sous-glaciaire) peut agir comme couche protectrice contre l'abrasion, dans les cas où elle est difficilement évacuée (Alley et al., 2019). La largeur et la profondeur des stries dépendent de la forme de l'outil striateur. Elles augmentent avec la pression de la particule contre le lit (Drewry, 1986 ; Jenkins & Holt, 2012). Les stries peuvent parfois s'élargir en aval de l'empreinte en raison de l'émoussement progressif du fragment au fur et à mesure qu'il est entraîné par friction au contact du plancher (Benn & Evans, 2010).

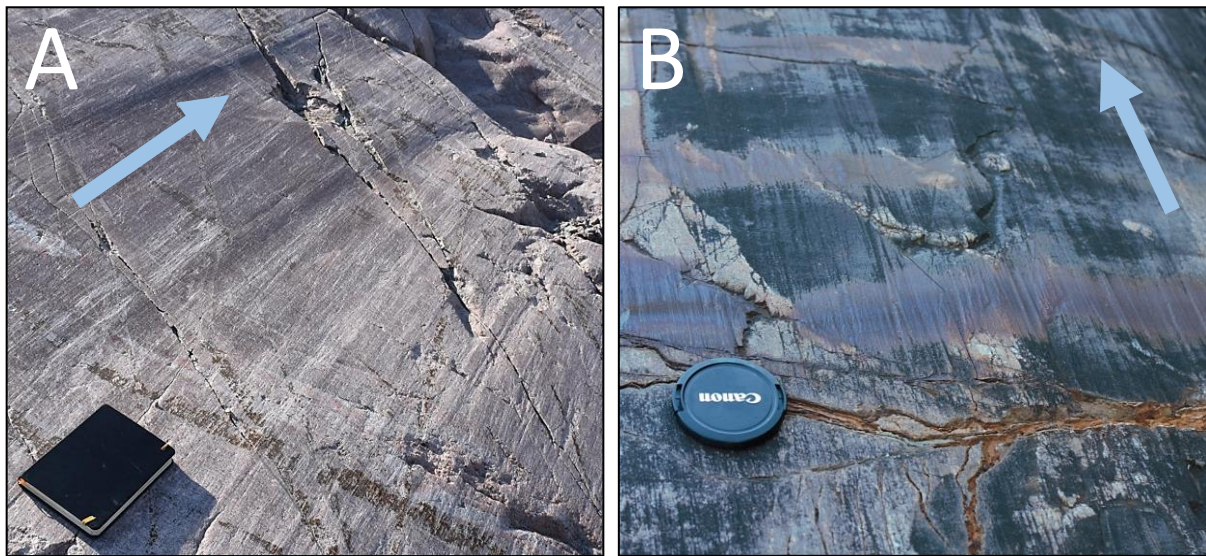


Figure 26 : Plancher rocheux strié (A) au Nord de Tadoussac et (B) à proximité de la coupe Pe située au sein du complexe sédimentaire de Pentecôte (localisation figure 95). L'orientation de l'écoulement glaciaire est indiquée par les flèches bleues.

Bien qu'une strie puisse laisser un marquage rectiligne sur plus d'un mètre de longueur, l'empreinte peut parfois s'écarter de la direction moyenne de l'écoulement glaciaire dans le cas où l'outil striateur subit une rotation pendant la phase de formation de la strie (Benn & Evans, 2010). L'orientation des stries peut également varier de manière significative sur un même affleurement rocheux, notamment lorsque l'écoulement basal est redirigé sur des surfaces irrégulières ou des morphologies décamétriques (p. ex. : dos de baleines, drumlins, roches moutonnées ; Rea et al., 2000 ; Martineau, 2002). Le recoupement des stries entre elles est souvent la signature d'événements distincts d'écoulements glaciaires en plusieurs générations au sein d'une même glaciation, voire-même parfois issue de deux glaciations différentes (Rea et al., 2000 ; Benn & Evans, 2010 ; Cuffey et Paterson, 2010). Ces informations peuvent être utilisées dans le cadre de reconstruction régionale de l'écoulement

glaciaire (p. ex. : Veillette et al., 1999 ; Jansson et al., 2003 ; Smith et al., 2008 ; Occhietti et al., 2011, 2022 ; Brouard, 2023).

Les surfaces polies apparaissent sous la forme d'un éclat, d'une brillance ou d'un reflet (figure 27). Elles sont le résultat de l'abrasion par des particules fines sur les planchers rocheux (Benn & Evans, 2010). Les surfaces polies seules ne sont pas des indicateurs de l'orientation de l'écoulement glaciaire. Certaines surfaces polies peuvent être expliquées par la précipitation de solutés provenant de l'eau de fonte sous-glaciaire (Hallet, 1976) formée par le mécanisme de friction et d'abrasion du plancher pouvant influencer la dynamique basale des glaciers tempérés (Siman-Tov et al., 2017).



Figure 27 : Plancher strié et poli – Saint-Paul du Nord. Le sens de l'écoulement glaciaire est indiqué par la flèche bleue avec la présence de stries.

1.1.2. Les nervures ou 'queues-de-rat'

Les nervures se présentent comme une marque érosive en forme de trainée, sculptée en aval d'une protubérance plus résistante dégagée à l'amont par l'érosion sous-glaciaire (figure 28 ; Martineau et al., 2002). La protubérance aussi appelée obstacle est de taille comprise entre quelques millimètres à plusieurs centimètres (figure 28 B) et la trainée de quelques millimètres jusqu'à plusieurs mètres de longueur (figure 28 A). La nervure est le

produit d'une abrasion différentielle des surfaces rocheuses mettant en avant la capacité de la glace basale à s'écouler à petite échelle autour d'un obstacle (Benn & Evans, 2010).

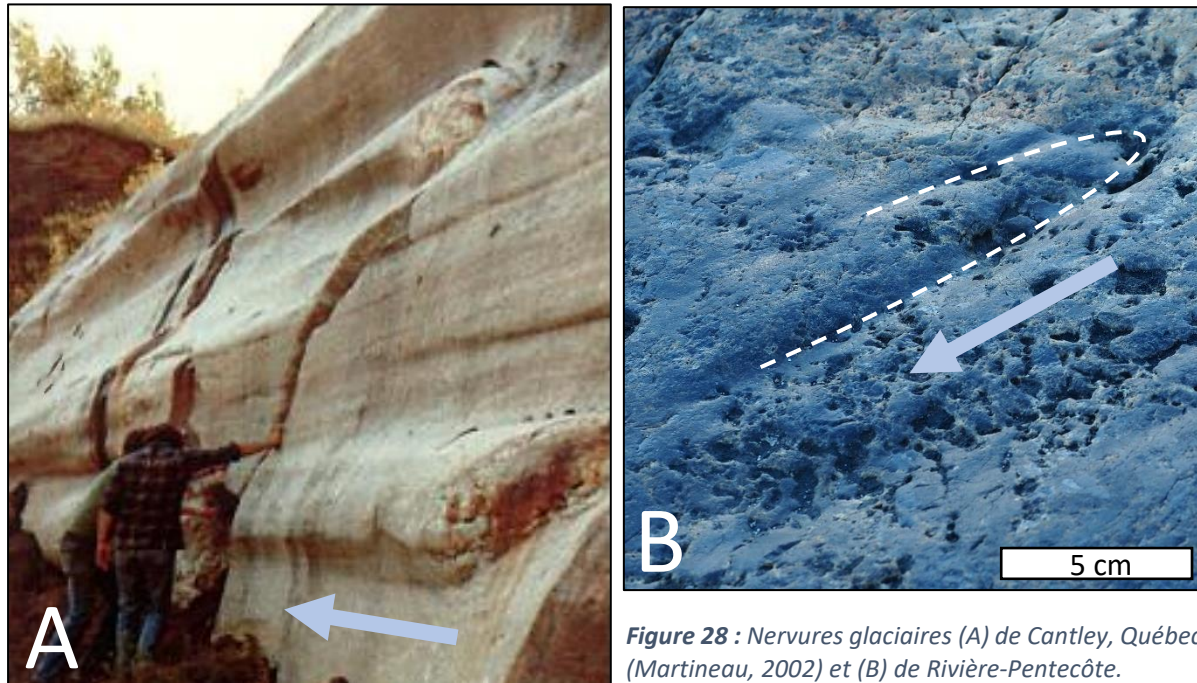


Figure 28 : Nervures glaciaires (A) de Cantley, Québec (Martineau, 2002) et (B) de Rivière-Pentecôte.

1.1.3. Fractures de broutage, broutures concaves et convexes

Ces morphologies glaciaires résultent de la pression exercée par un fragment de roche sur le lit glaciaire transporté en partie basale du glacier. Il s'agit de micromarques issues de la fracturation (Martineau et al., 2002). Les fractures de broutage sont des morphologies en forme de croissant, généralement de l'ordre de quelques centimètres de diamètre. Elles s'organisent le plus souvent en train de plusieurs fractures (figure 29). Cette disposition spatiale résulte de fractures répétées sous un seul fragment de roche entraîné par le glacier. Elles mettent en évidence une dynamique d'écoulement de "stick-slip" de la glace (Iverson, 1990 ; Benn & Evans, 2010 ; Zoet et al., 2013 ; Hu & McSaveney, 2018). Elles nous renseignent tout comme les stries et les nervures du sens de l'écoulement glaciaire puisque les pointes de la forme en croissant sont toujours orientées vers l'aval du flux glaciaire (Martineau et al., 2002 ; Benn & Evans, 2010 ; Cuffey & Paterson 2010).



Figure 29 : Broutures convexes et fractures de broutage – Secteur des dunes de Tadoussac. La flèche bleue indique le sens de l'écoulement glaciaire.

Les broutures convexes et concaves sont des morphologies en forme de croissants similaires, à ceci près que leurs pointes sont orientées dans des directions opposées. Les pointes des broutures concaves sont orientées vers l'aval du flux glaciaire (figure 30 A), tandis que les broutures convexes sont orientées vers l'amont (figure 30 B ; Benn & Evans, 2010). Ces deux types de broutures peuvent être présentes ensemble sur un même affleurement puisqu'elles sont toutes deux issues du mécanisme érosif de fracturation. Ces morphologies sont délimitées par deux plans de fracture : le premier qui plonge vers l'aval du flux glaciaire et constitue la fracture principale et le second qui décrit comme une petite paroi verticale et constitue la terminaison vers l'aval de la fracture principale (figure 30 ; Krabbendam et al., 2017). Le plan de fracture principal plonge toujours vers l'aval du flux, ce qui constitue une indication sur la direction d'écoulement du glacier (Martineau et al., 2002).

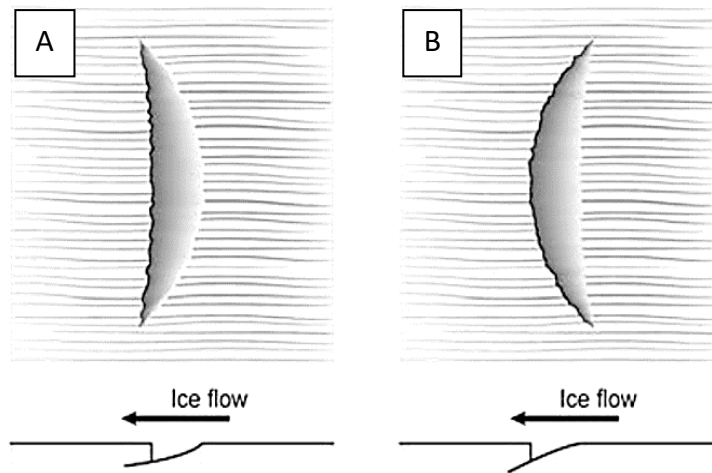


Figure 30 : Broutures vue en plan et en coupe représentant (A) une brouture concave et (B) une brouture convexe (d'après Krabbendam et al., 2017).

1.1.4. Les formes plastiques (*p-forms*)

Le terme de formes en P (*p-forms*) a été introduit par Dahl (1965) pour décrire certaines formes d'érosion reflétant l'impression qu'elles aient été formées par un ou plusieurs matériaux plastiques (Martineau et al., 2002 ; Benn & Evans, 2010 ; Cuffey et Paterson, 2010 ; Newton, 2018). Le matériel plastique pouvant être par exemple avec une glace basale tempérée plus molle chargée en outils striateur (Krabbendam et al., 2016). Un second terme de formes en S (*s-forms*) a été introduit par Kor (1991) pour désigner ces morphologies comme des formes sculptées. Ce terme précise le mécanisme d'érosion à l'origine tel un fluide capable de former des tourbillons d'eau sous haute pression et à haute vitesse, développés préférentiellement lors d'épisodes catastrophiques de crues glaciaires (Martineau et al., 2002). Pour la suite du manuscrit, l'utilisation du premier terme de formes P est privilégiée afin de conserver une définition large et d'autant plus qu'il est largement accepté (Newton, 2018 ; Fallgatter & Paim, 2019 ; Quesada-Román et al., 2019 ; Fedorchuk et al., 2023 ; Evans et al., 2023). Les formes P présentent une grande variété de formes et de taille. Elles peuvent être classées en trois grandes catégories (figure 31) selon leurs alignements par rapport à l'écoulement glaciaire qu'il soit parallèle (figure 31, p. ex. : forme P en virgule), perpendiculaire ou non directionnel (Kor et al., 1991 ; Benn & Evans, 2010).

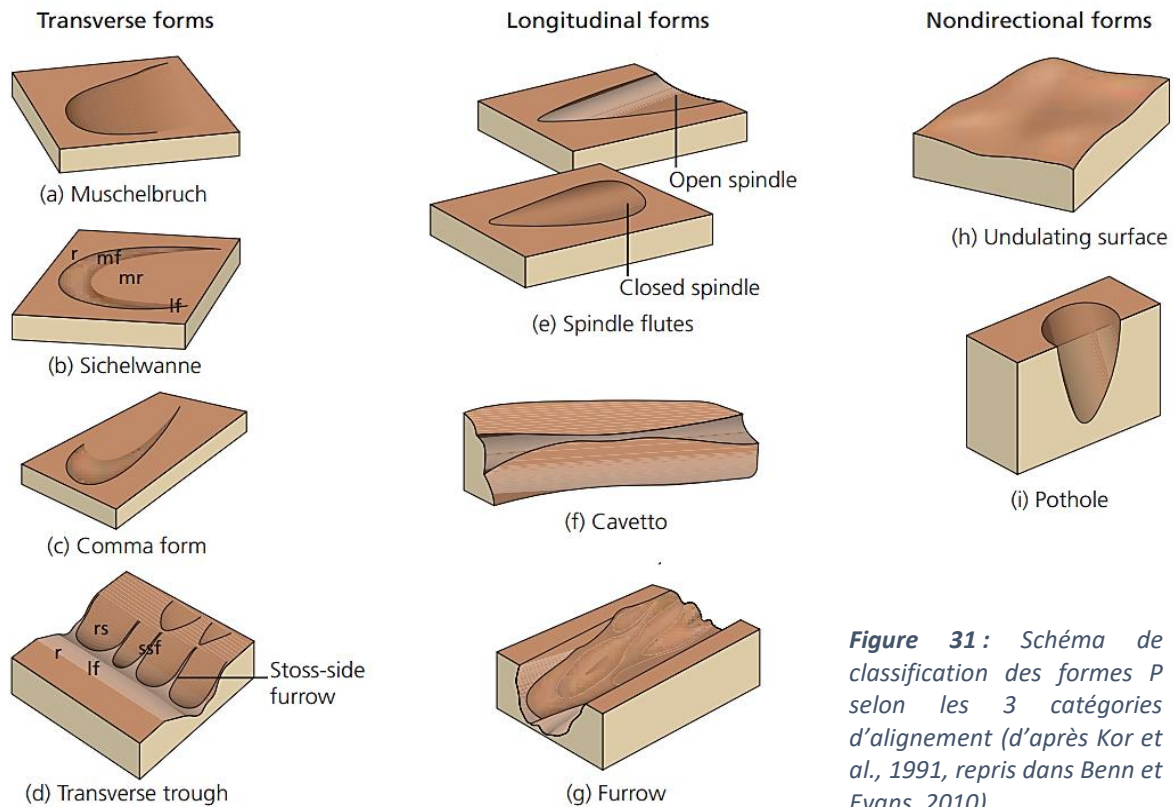


Figure 31 : Schéma de classification des formes P selon les 3 catégories d'alignement (d'après Kor et al., 1991, repris dans Benn et Evans, 2010).

Les formes P peuvent être formées par différentes rhéologies de glace basale (Benn & Evans, 2010). Quatre rhéologies principales se distinguent : (1) une glace basale riche en débris (Boulton, 1974, 1979 ; Goldthwait, 1979); (2) un till sous-glaciaire saturé en eau (Gjessing, 1965) ; (3) une eau de fonte sous-glaciaire sous haute pression (Shaw & Kvill, 1984 ; Shaw & Sharpe, 1987 ; Bradwell, 2005 ; Munro-Stasiuk et al., 2005 ; Shaw et al., 2020) ; et (4) un mélange glace-eau (Krabbendam et al., 2016).



Figure 32 : Exemple d'une forme P en virgule – Les Escoumins. Le sens de l'écoulement glaciaire est représenté par la flèche bleue.

1.2 Formes d'érosion décimétrique à pluridécimétrique

Les formes d'érosion glaciaire d'échelle décimétrique à pluridécimétrique sont le reflet de l'interaction entre la dynamique glaciaire, la topographie et la rhéologie du lit glaciaire. Comme pour les marques d'érosion de petites échelles, elles peuvent fournir des indications sur les dynamiques glaciaires et les mécanismes d'érosion en jeu (Benn & Evans, 2010). Dans la section qui va suivre, plusieurs morphologies seront présentées : (1) les roches moutonnées ; (2) les dos de baleine et drumlins rocheux puis (3) ; les mégacannelures font partie de cette catégorie des formes d'érosion et seront développées section 3 de ce chapitre.

1.2.1. Roches moutonnées

Les roches moutonnées sont des morphologies glaciaires sculptées dans le substratum rocheux. Elles sont décrites comme asymétriques selon leur profil amont-aval caractérisé par un flanc amont (*stoss-side*) à pente douce avec une surface polie et un flanc aval (*lee-side*) présentant une surface d'arrachement à pente abrupte. Ces morphologies renseignent également de la paléodirection générale de l'écoulement glaciaire au moment de leurs formations (Benn & Evans, 2010 ; Lundqvist, 2020 ; Hall et al., 2020 ; Krabbendam et al., 2022).

L'histoire de ce terme particulier trouve son origine par la description de ces morphologies faite de M. Horace-Bénédict de Saussure (1740-1799), sur la base d'une ressemblance avec les perruques ondulées du XVIII^e siècle aux allures de vagues et maintenues par de la graisse de mouton. (Benn & Evans, 2010). Leurs morphométries varient de l'échelle métrique jusqu'à plusieurs centaines de mètres de longueur et pouvant atteindre plus d'un kilomètre (Jahns, 1943 ; Rudberg, 1973 ; Iverson et al., 1995). Il est également possible d'observer une imbrication de différentes échelles avec notamment des roches moutonnées de petite taille surimposée à une de grande envergure (Glasser & Warren, 1990). De plus, la roche moutonnée étant donné sa morphologie particulière est le théâtre de plusieurs mécanismes d'érosion avec une dominance de processus d'abrasion sur le flanc amont et un flanc aval contraint par un renforcement de l'hydrologie sous-glaciaire favorisant l'arrachement de blocs de roches (figure 33 ; Rastas & Seppälä, 1981 ; Chorley et al., 1984 ;

Hall et al., 2020 ; Isbell et al., 2023). Le processus d'arrachement est responsable de l'érosion d'un plus grand volume de roche que le processus d'abrasion (Jahns, 1943 ; Boulton & Jones, 1979).

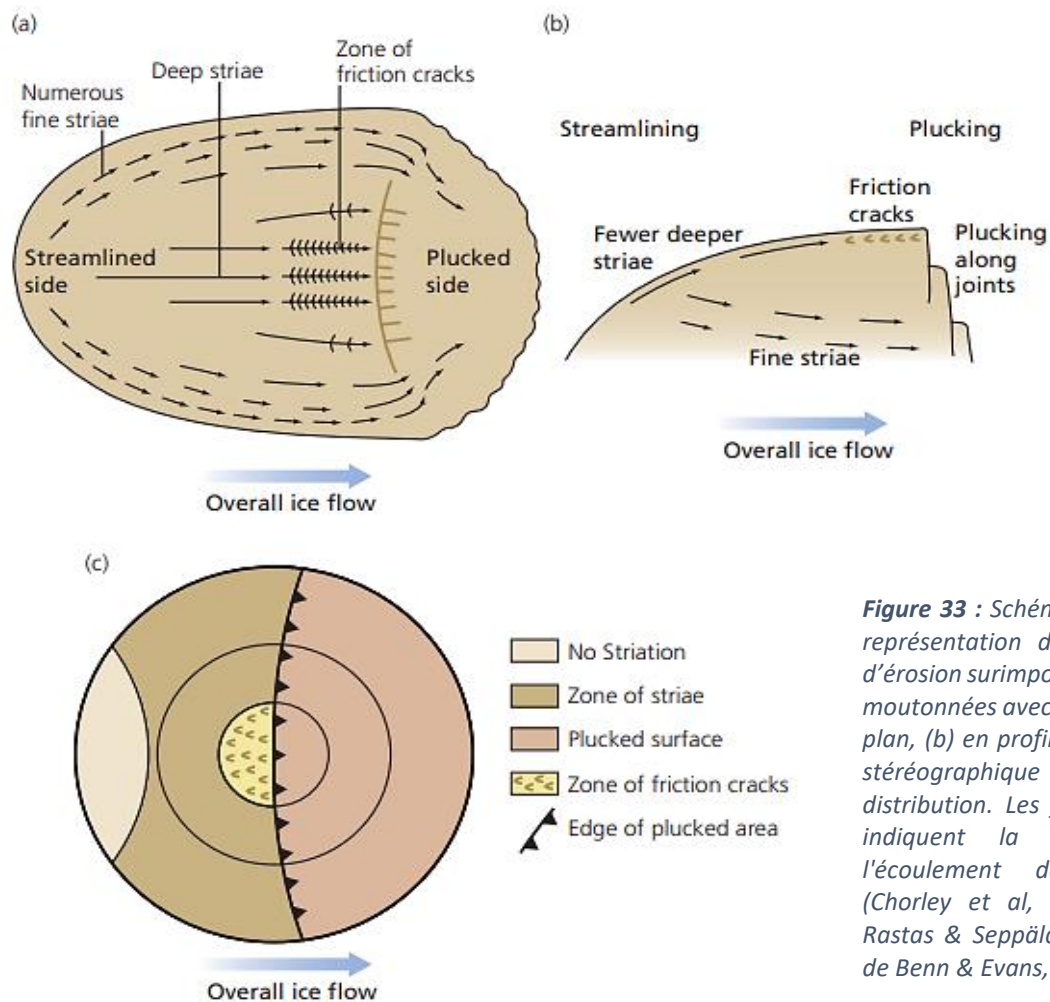


Figure 33 : Schéma simplifié de représentation des marqueurs d'érosion surimposés aux roches moutonnées avec une vue (a) en plan, (b) en profil et (c) modèle stéréographique de la distribution. Les flèches bleues indiquent la direction de l'écoulement de la glace (Chorley et al, 1984, d'après Rastas & Seppälä, 1981, repris de Benn & Evans, 2010).

1.2.2. Dos de baleine et drumlin rocheux

Les dos de baleine et les drumlins rocheux sont des morphologies rocheuses en forme de bosses à l'allure allongée dépourvues (figure 34 A) de face aval dissymétrique, contrairement aux roches moutonnées (Sugden & John, 1976 ; Evans, 1996 ; Glasser & Harrison, 2005 ; Benn & Evans, 2010 ; Lundqvist, 2020 ; Skyttä et al., 2023). Les dos de baleine sont plus ou moins symétriques sur leurs profils amont-aval. Elles se nomment ainsi en raison de leurs ressemblances avec les baleines nageant à la surface des océans. Tout comme les roches moutonnées, les dos de baleines peuvent être aussi ornés par d'abondantes stries

résultantes du mécanisme d'abrasion, de fissures de frottement et de formes en P lorsque d'autres mécanismes entrent en compte (Benn & Evans, 2010). Elles jouent également un rôle qui contraint l'écoulement glaciaire en le forçant à se réorganiser au passage de la morphologie (figure 34 B).



Figure 34 : Photos représentant (A) plusieurs dos de baleines pluridécamétriques (Baie-Comeau) et (B) une amorce de dos de baleine avec furrows montrant la réorganisation du flux glaciaire (Anse à Norbert). Les flèches bleues indiquent le sens de l'écoulement glaciaire.

Les dos de baleines et drumlins rocheux peuvent être des indicateurs d'une érosion dans le cas d'écoulement rapide de système de fleuves de glace et de glaciers de sortie (*outlet glaciers* ; Roberts & Long, 2005 ; Oetting et al., 2022 ; Lane et al., 2023). D'autres explications sont envisagées comme (1) la notion d'un héritage structural issu de reliques d'anciennes glaciations (Lindstrom, 1988 ; Lidmar-Bergström, 1997 ; Olvmo et al., 1999 ; Johansson et al., 2001 ; Olvmo & Johansson, 2002) ; (2) le remodelage de roches moutonnées par lissage du flanc aval abrupt expliqué par l'évolution des directions de l'écoulement glaciaire (Anundsen, 1990) ou encore (3) la structure du substratum rocheux peu propice au développement de faces aval abruptes (Gordon, 1981). Un autre terme a été employé pour essayer de remplacer celui de drumlin rocheux. Il s'agit du terme de rocher profilé, permettant de s'affranchir du terme de drumlin, qui selon Dionne, 1984 s'apparentait à une forme sédimentaire (figure 35). Le nouveau terme n'a été que très peu réutilisé par la suite dans la littérature.

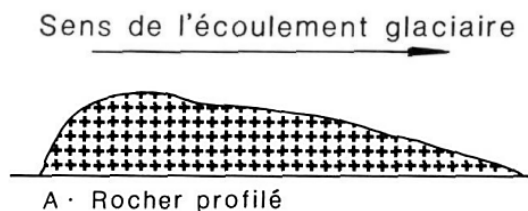


Figure 35 : Représentation schématique du rocher profilé de Dionne (1984).

1.3 Forme d'érosion de grande échelle – le cas du Fjord Saguenay

Les reliefs d'érosion glaciaire de grande échelle constituent certaines des caractéristiques géomorphologiques les plus impressionnantes que l'on puisse observer à la surface de la Terre. Ces reliefs témoignent de l'immense potentiel d'érosion des glaciers. Nous décrivons en quelques mots la morphologie de fjord glaciaire, puisque notre zone est concernée par le système du fjord Saguenay.

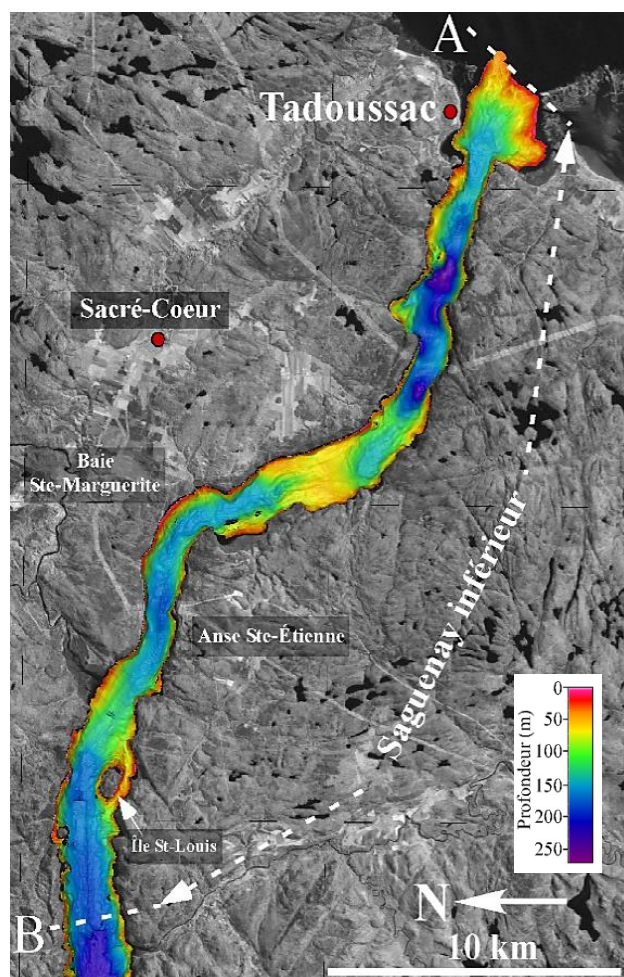


Figure 36 : Aperçu bathymétrique de la section aval du Fjord Saguenay (d'après Locat & Levesque, 2009).

Les fjords sont des systèmes creusés par l'écoulement du glacier dans des vallées rocheuses fortement encaissées. Ces vallées peuvent être réutilisées au cours de différentes glaciations. Elles se différencient de leurs homologues fluviales en termes visuels par une forme en U, à flancs très verticaux, contrairement à celles en V pour les vallées fluviales. Cette forme est bien visible à l'œil nu pour la partie émergée pour le fjord Saguenay, mais visible pour la partie immergée grâce aux données bathymétriques (figure 36), avec une profondeur maximale pouvant atteindre les 270 mètres et des épaisseurs sédimentaires pouvant atteindre les 900 mètres (Locat & Levesque, 2009).

2. La notion d'écoulement basal (sous-glaciaire)

La notion de vitesse basale du glacier est une caractéristique clé de la compréhension des processus d'érosion et du concept de couplage (Helanow & Iverson, 2021 ; Feldmann & Levermann, 2023). Plusieurs "lois de frottement" dérivées des théories modernes du mouvement basal seront présentées ci-dessous (p. ex. : Schoof, 2005 ; Gagliardini et al., 2007 ; Fowler, 2010 ; Cuffey & Paterson, 2010 ; Zoet et al., 2013 ; Mc Gregor et al., 2013 ; Siman-Tov et al., 2017 ; Cook et al., 2020 ; Feldmann & Levermann, 2023). Une relation entre vitesse basale, contrainte motrice et pression effective sous-glaciaire ont permis de fournir l'équation de base de la vitesse basale (Benn & Evans, 2010) :

$$U_b = k_s \tau_d^p N^{-q}$$

où U_b est la vitesse basale, τ_d la contrainte motrice, N la pression effective et k_s , p et q sont des constantes déterminées empiriquement

Cette équation montre que la vitesse de glissement du glacier augmente avec la contrainte motrice et, est inversement proportionnelle à la pression effective (Benn & Evans, 2010). Cette dernière correspond à la pression exercée par le glacier moins la pression d'eau pouvant supporter une partie de la charge glaciaire. Ainsi, c'est lorsque la pression effective est moindre, reflétant une pression d'eau sous-glaciaire élevée, que le glacier accélère. Cette loi de glissement reste malgré tout très générale et ces résultats varient sensiblement selon les glaciers étudiés (Nick et al., 2007 ; Cuffey & Paterson, 2010 ; Feldmann & Levermann, 2023) et varieraient même au cours d'un seul cycle d'avance-retrait de la marge (Iken & Truffe, 1997). Cette loi de glissement est utile surtout dans les situations où la résistance de base fournit la majeure partie de la résistance à l'écoulement. Dans les autres cas, il est nécessaire de tenir compte de la trainée basale et du cisaillement vertical (Sayag & Worster, 2011). Le lit des glaciers est généralement à la température de fusion de la glace sous pression, avec un système de drainage des eaux de fonte situé entre la glace et le substrat rocheux (Cuffey & Paterson, 2010 ; Krabbendam et al., 2016). La vitesse basale et le drainage des eaux de fonte peuvent générer suffisamment de chaleur pour faire fondre la glace basale assez rapidement

et réduire la pression sous-glaciaire, jusqu'à un niveau de l'ordre de 1 MPa (Lliboutry, 1958 ; Zoet et al., 2013), facilitant l'hydro-fracturation (figure 37).

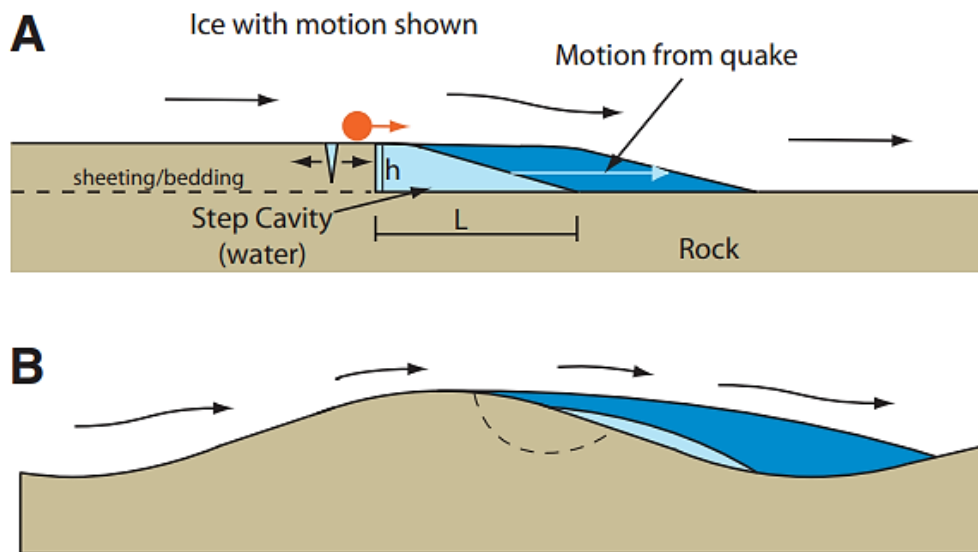


Figure 37 : Géométrie du modèle d'arrachage de blocs du lit glaciaire, d'après Kamb (1987). Représentant en (A) la croissance d'une fissure verticale. (B) formation de cavités en l'absence de marches du plancher. Avec, h , la hauteur de la marche rocheuse et de la cavité alimentée par l'eau ; L , la longueur de la cavité remplie d'eau. Les variations de la pression de l'eau amplifient localement la contrainte d'ouverture de la fissure (d'après Zoet et al., 2013).

Il faut noter aussi l'impact des microséismes qui ont lieu dans la calotte glaciaire augmentant le processus d'érosion par hydro-fracturation en abaissant la pression des eaux de fonte sous-glaciaire. Ils sont causés par le mouvement de blocage-glissement (*stick-slip*) à la base du glacier (Zoet et al., 2013). Cette hypothèse de l'érosion glaciaire par glissement suggère que le taux d'érosion augmente avec l'épaisseur de la glace ainsi qu'avec la contrainte de cisaillement basal, de la vitesse d'écoulement de la glace et de l'alimentation en eau.

Les taux d'érosion peuvent également être augmentés pour les glaciers de marée, mais aussi lorsque leurs dynamiques d'écoulements s'intensifient notamment en phase de retrait de leurs marges (Koppes & Hallet, 2006 ; Brinkerhoof et al., 2017). L'augmentation de la température atmosphérique ou de la moyenne des précipitations annuelles peut être le résultat de l'augmentation du taux d'érosion d'un facteur 10 (pour des températures passant de -25°C à $+10^{\circ}\text{C}$ et des précipitations annuelles passant de 0 à 3 000 mm ; Cook et al., 2020).

3. Les cannelures, histoire et caractéristiques

3.1 Historique de la recherche

La recherche portant sur les cannelures ne remonte pas à plus d'un siècle. Selon Newton (2018), les mégacannelures (considérées comme les cannelures les plus vastes) furent mentionnées pour la première fois dans les rapports de terrain réalisés par les services géologiques du Canada et des États-Unis (Gilbert, 1873 ; Bell, 1867). Les premiers articles décrivant ces morphologies glaciaires ne les mentionnaient qu'en tant qu'observations secondaires en marge de projets géologiques plus vastes. C'est le cas de l'étude de Smith (1948) décrivant certaines mégacannelures de manière accessoire en marge d'un projet destiné à la géologie pétrolifère. Cet article a toutefois servi de référence pour des descriptions et interprétations ultérieures des mégacannelures de socle (p. ex. : Zumberge, 1955 ; Gravenor & Meneley, 1958 ; Wardlaw et al., 1969 ; Witkind, 1978 ; Funder, 1978 ; Heikkinen & Tikkanen, 1989 ; Jezek et al., 2011).



Figure 38 : Photographie aérienne décrivant des mégacannelures glaciaires de Kullerne (Est du Groenland) par Funder (1978), reprise de Newton (2018).

Les différentes publications sur les mégacannelures au cours du 20^e siècle s'attachent à décrire avec précision les caractéristiques physiques et morphométriques de ces morphologies. Ces descriptions étaient le plus souvent, appuyées par des observations de terrain et de photographies aériennes (p. ex. : Smith, 1948 ; Wardlaw et al., 1969 ; Funder,

1978). Il faut attendre les publications du 21^e siècle pour que les conditions glaciologiques dans lesquelles expliquant la formation des mégacannelures fassent l'objet d'une attention particulière (p. ex. : Lowe & Anderson, 2003 ; Wellner et al., 2006 ; Bradwell, 2005 ; Bradwell et al., 2008 ; Newton, 2018, 2023 ; Evans et al., 2023). Un travail de synthèse sur la localisation des sites à mégacannelures et de leurs caractéristiques a été fait par Newton (2018 ; figure 39).

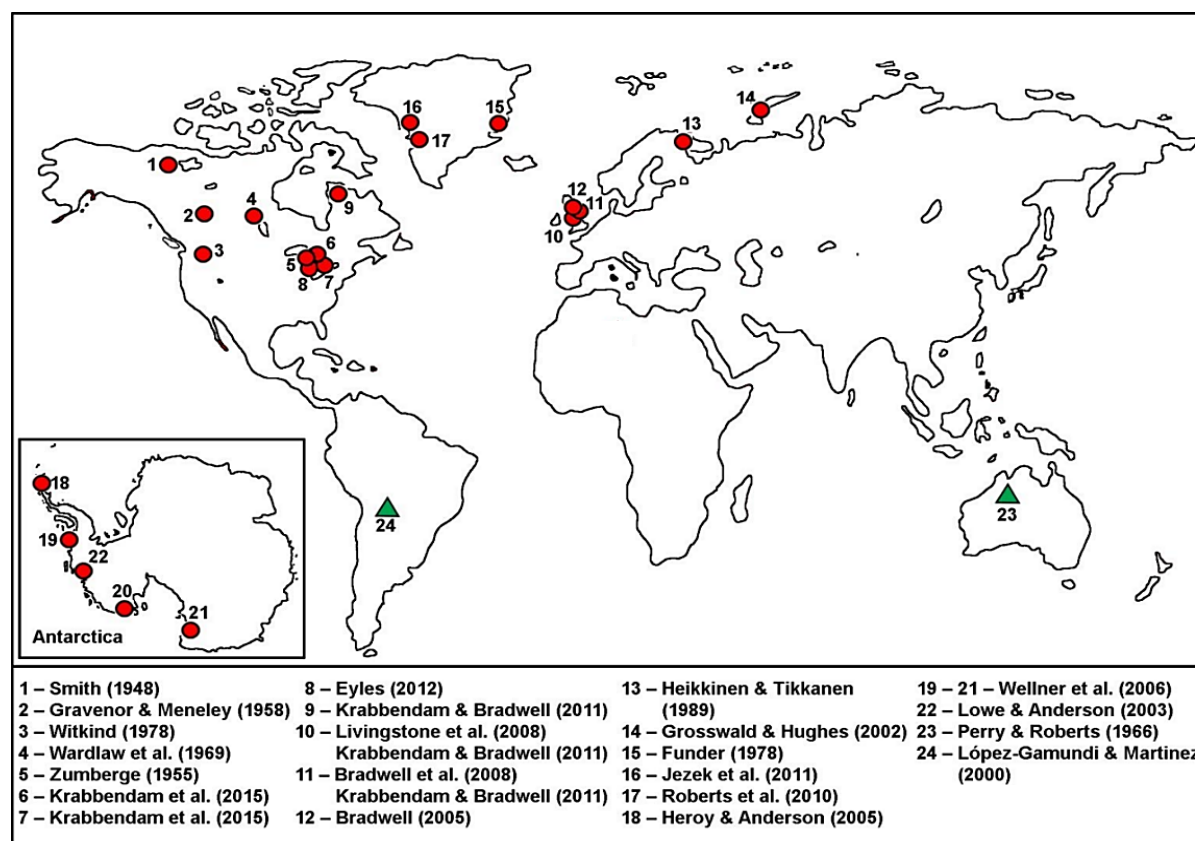


Figure 39 : Localisation des différents sites de mégacannelures décrits dans la littérature, modifié d'après Newton, 2018. Les cercles représentent les sites à mégacannelures formés lors de la dernière glaciation et les triangles représentent des sites formés lors d'anciennes glaciations pré-quatérnaires.

On observe cette dernière décennie un regain de publications sur le sujet, mettant en lumière une nouvelle théorie de genèse de ces morphologies formées dans les *onsets zones*, ou zones de départ des fleuves de glace (Bradwell et al., 2008 ; Eyles, 2012). Ce potentiel nouveau lien entre les courants glaciaires et les mégacannelures a fourni une visibilité accrue dans la recherche glaciaire, à un moment où l'étude de fleuves de glace a reçu plus d'attention (Bamber et al., 2000 ; Winsborrow et al., 2010 ; Kleman & Applegate, 2014 ; Stokes et al., 2016 ; Eyles & Doughty, 2016 ; Stokes, 2018). Pour autant, la manière dont ces formes de relief ont été créées et le fait qu'elles soient ou non produites par des glaciations multiples restent encore sujets à débat.

Ces dernières années, le recensement de nouveaux sites à mégacannelures a été favorisé grâce au développement de nouvelles techniques d'études, telles que l'imagerie satellitaire et les modèles numériques d'élévation (Bradwell et al., 2008 ; Roberts et al., 2010 ; Krabbendam et Bradwell, 2011 ; Eyles, 2012 ; Krabbendam et al., 2016) ainsi que par des relevés bathymétriques en mer (Lowe & Anderson, 2003 ; Wellner et al., 2006 ; Eyles, 2012 ; Bradwell & Stoker, 2014 ; Dowdeswell et al., 2016 ; Brouard & Lajeunesse, 2019c), et plus récemment par des techniques géophysiques employées permettant de scruter les morphologies directement sous les inlandsis modernes (Jezek et al., 2011). Néanmoins, ces relevés à hautes résolutions restent rares et la couverture actuelle ne permet pas bien souvent d'imager les structures infra-décamétriques (comme celles des mégacannelures), par exemple les structures bathymétriques cartographiés de Graham et al. (2010), sont un, voire deux ordres de grandeur supérieurs à la résolution des capteurs bathymétriques. La plupart des études récentes cherchent à intégrer la formation des mégacannelures dans un contexte régional plus large lié aux différentes dynamiques d'écoulements glaciaires, que ce soit pour les systèmes anciens (Lowe & Anderson, 2003 ; Wellner et al., 2006 ; Eyles, 2012 ; Bradwell & Stoker, 2015) ou modernes en Antarctique ou au Groenland (Jezek et al., 2011).

3.2 Caractéristiques des cannelures et particularités

Les cannelures sont des marqueurs de l'érosion sous-glaciaire qui se forment à l'interface entre glacier et substratum rocheux. Elles s'alignent parallèlement aux directions d'écoulement du flux glaciaire (p. ex. : Bradwell, 2005 ; Bradwell et al., 2008 ; Newton, 2018 ; Newton et al., 2023 ; Evans et al., 2023). Une caractéristique qui a été déduite au fil des études par comparaison avec l'alignement d'autres marqueurs sous-glaciaires, tels que les stries, certaines des formes en P, les drumlins rocheux ou les roches moutonnées (Smith, 1948 ; Bradwell et al., 2008 ; Krabbendam et al., 2016 ; Eyles, 2012 ; Shaw 2020) ainsi que les linéations glaciaires (Lowe & Anderson, 2003). Dans cette section, je détaille les caractéristiques morphologiques des mégacannelures, par leurs ressemblances avec les cannelures observées le long de la Côte-Nord du Saint-Laurent (cf. chapitre 3). Il ne s'agit pas d'une ressemblance morphométrique, car les mégacannelures sont d'un ordre de grandeur

supérieurs, mais les caractéristiques morphologiques sont très similaires (cf. section 3 du chapitre 3).

3.2.1 Répartition spatiale et localisation

Les mégacannelures se localisent généralement dans les zones de basses terres sur un relief souvent inférieur à 500 m (Smith, 1948 ; Gravenor & Meneley, 1958 ; Heikkinen & Tikkanen, 1989 ; Funder, 1978 ; Eyles, 2012). Elles se retrouvent également sur des pentes de certains reliefs, soit sur leurs faces ascensionnelles (*stoss-side*), descendantes (*lee-side*) ou soit en travers des pentes, mais toujours orientées parallèlement à l'écoulement ; c'est le cas des sites Franklin, Hanna, Beavertail et Hazelton au Canada, ou le site Livaara en Finlande (Newton et al., 2023). A l'exception des mégacannelures marquées par une tendance divergente en aval (Bradwell, 2005). Les mégacannelures se distribuent la plupart du temps sous forme de

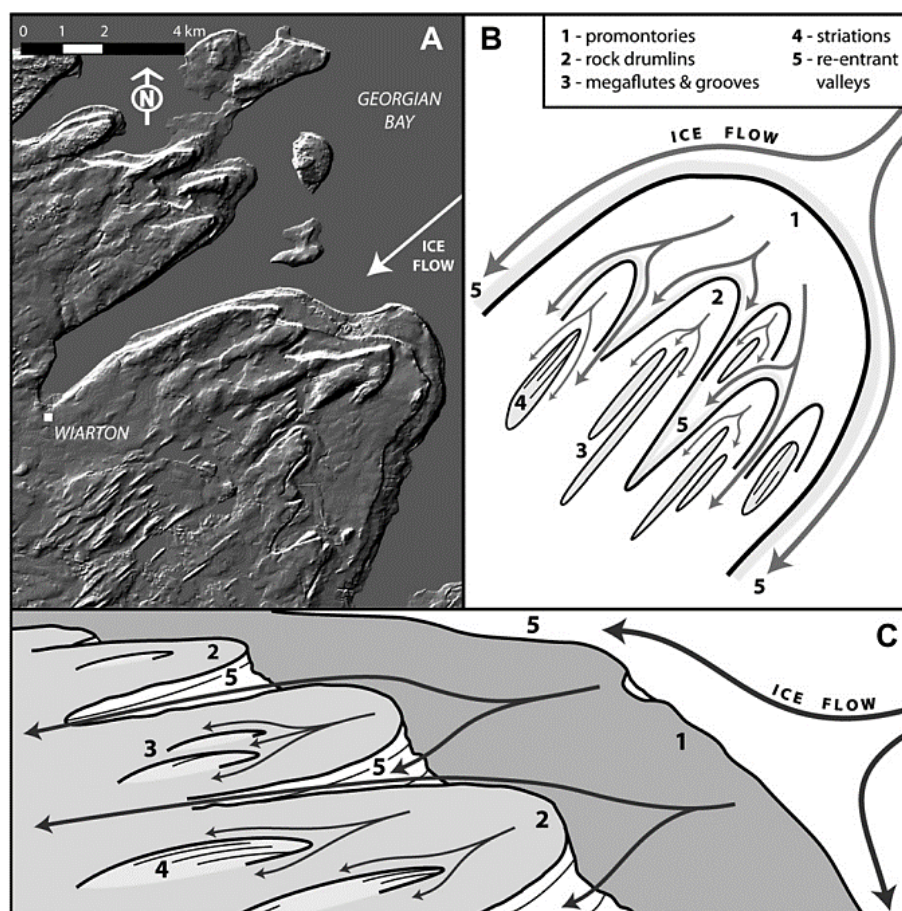


Figure 40 : A, B, C : Agencement de morphologies surimposé sous le paléo-fleuve glaciaire Saginawe-Huron (Canada). Il se constitue en (1) de grands promontoires profilés, (2) de drumlins rocheux, (3) de mégafutes et de cannelures puis (4) de stries (d'après Eyles, 2012).

champs de mégacannelures, c'est-à-dire disposées en alignement de plusieurs mégacannelures parallèles (p. ex. : Bradwell, 2005 ; Bradwell et al., 2008 ; Newton, 2018 ; Newton et al., 2023 ; Evans et al., 2023). De plus, d'après Newton (2018), il est remarqué que la grande majorité des sites ont tendance à se retrouver vers les marges glaciaires plutôt que sous les dômes des inlandsis, et plutôt dans des zones relativement basses altimétriquement. L'érosion en mégacannelures parallèles peut également être expliquée par la concentration de voies glaciaires (Straw, 1968) contrôlée par la topographie sur les côtés-avals de certaines morphologies d'un ordre de grandeur supérieur (figure 40 ; Eyles, 2012).

3.2.2 Généralités morphométriques

Les mégacannelures disposées en champs se représentent sur un profil longitudinal en une alternance de bosses et des crêtes rocheuses côte à côte ressemblant à une tôle ondulée (Witkind, 1978 ; Heikkinen & Tikkanen, 1989 ; Eyles, 2012). Selon l'inventaire de Newton (2018), elles sont décrites comme étant des séries de cannelures parallèles et rapprochées creusées dans le substratum rocheux, de forme rectiligne ou légèrement curviligne. En profil transversal, les surfaces ondulatoires des mégacannelures sont typiquement en forme de U (Witkind, 1978 ; Funder, 1978 ; Heikkinen & Tikkanen, 1989 ; Bradwell, 2005 ; Eyles, 2012 ; Krabbendam et al., 2016), bien que parfois et pour certains secteurs le profil transversal puisse varier entre une forme en V et en U de manière locale (Smith, 1948 ; Bradwell et al., 2008).

Les mégacannelures s'étendent en moyenne sur 1 à 2 kilomètres de longueur (Newton, 2018 ; Newton et al., 2023), avec des maximales pouvant atteindre plusieurs dizaines de kilomètres de longueur (Smith, 1948 ; Wellner et al., 2006). Elles ont un rapport longueur/largeur compris entre 20:1 et 50:1 (Newton, 2018). Le marquage laissé sur le lit glaciaire par les mégacannelures peut être continu sur toute sa longueur (Smith, 1948 ; Funder, 1978 ; Bradwell, 2005), ou discontinu (Krabbendam et al., 2016 ; Heikkinen & Tikkanen, 1989). La longueur peut également varier considérablement au sein d'une même zone ; par exemple entre 500 et 3 000 mètres pour les mégacannelures d'Ullapool en Écosse (Bradwell et al., 2008). La largeur crêtes à crêtes est généralement comprise entre 20 et 200 mètres et tend à rester homogène de l'amont à l'aval des mégacannelures. En ce qui concerne

l'espacement inter-mégacannelures, c'est-à-dire crêtes à crêtes, plusieurs études rapportent qu'il est régulier à l'échelle d'un site (Funder, 1978 ; Bradwell, 2005). La profondeur typique est de l'ordre de 10 à 20 m avec un rapport longueur/profondeur supérieur à 100:1 (Newton, 2018). Les indices morphométriques sont parfois difficiles à évaluer, c'est notamment le cas lorsque les creux des mégacannelures sont recouverts soit de till, soit par des lacs, soit par de la végétation ou bien de la tourbe (Smith, 1948 ; Wardlaw et al., 1969 ; Witkind, 1978 ; Bradwell, 2005).

3.2.3 Lithologie du lit glaciaire

Les mégacannelures sont des marqueurs de l'érosion glaciaire. Elles sont donc le reflet de la capacité du glacier à éroder le lit glaciaire qu'il traverse. La question de l'influence de la lithologie du lit glaciaire est un autre facteur clé à prendre en compte dans la réflexion sur la mise en place des mégacannelures. Selon Newton (2018), les mégacannelures se retrouvent dans 5 principaux contextes lithologiques : (1) dans des roches sédimentaires carbonatées (Smith, 1948 ; Wardlaw et al, 1969 ; Eyles, 2012 ; Grosswald & Hughes, 2002); (2) dans des roches métamorphiques d'origine sédimentaire (Bradwell et al., 2008 ; Witkind, 1978 ; Krabbendam et al., 2016) ; (3) dans des conglomérats (Funder, 1978) ; (4) dans des roches métamorphiques d'origine non-sédimentaire (Bradwell, 2005 ; Roberts et al., 2010 ; Gravenor & Meneley, 1958 ; Heikkinen & Tikkanen, 1989 ; Lowe et Anderson, 2003 ; Wellner et al, 2006 ; Krabbendam et al., 2016), et (5) dans des zones de lithologies mixtes, par exemple sédimentaires et ignées (Zumbege, 1955 ; Krabbendam & Bradwell, 2011).

Malgré tout, les différentes études de la littérature ne suggèrent pas que la lithologie soit un facteur de 1^{er} ordre dans la formation et la localisation des mégacannelures. Toutefois, différentes caractéristiques rhéologiques comme la schistosité, les plans de fracturation ou le grain structural peuvent faciliter le marquage des formes d'érosion lorsque ces derniers sont parallèles avec l'écoulement glaciaire (Krabbendam et al., 2016). C'est le cas des mégacannelures de la baie Georgienne (Ontario, Canada) où les morphologies sont mieux marquées dans les faciès carbonatés lagunaires plus tendres, contrairement aux roches carbonatées environnantes plus compétentes par rapport aux premières (Eyles, 2012). L'effet

des fractures dans les roches cristallines et leurs conséquences sur les processus d'érosion sous-glaciaire a également été mis en évidence récemment par les travaux de Skyttä et al. (2023).

4. Contexte de formation des cannelures

Différents processus d'érosion sous-glaciaire peuvent être à l'origine de la formation des cannelures/mégacannelures à l'interface entre glace basale et lit sous-glaciaire (p. ex. : Smith, 1948 ; Boulton, 1974 ; Witkind, 1978 ; Lowe & Anderson, 2003 ; Roberts et al., 2010 ; Krabbendam & Bradwell, 2011 ; Eyles, 2012 ; Krabbendam et al., 2016 ; Newton, 2018 ; Newton et al., 2023 ; Evans et al., 2023). Les avis divergent quant aux mécanismes d'érosion en cause, les principaux sont l'abrasion glaciaire, les arrachements de blocs et l'érosion par les eaux de fonte sous-glaciaire. Plusieurs études soutiennent que ce sont principalement les creux des mégacannelures qui représentent la conjugaison de processus d'érosion sous-glaciaire, tandis que les crêtes sont des vestiges partiels de la surface terrestre initiale dans laquelle les sillons ont été creusés (Smith, 1948 ; Newton, 2018).

4.1 L'érosion sous-glaciaire

L'origine des mégacannelures expliquée par érosion sous-glaciaire dans la littérature s'appuie sur plusieurs aspects, notamment les similitudes morphologiques et la surimposition spatiale entre les mégacannelures et d'autres morphologies plus petites, par exemple les cannelures et stries (Wardlaw et al., 1969 ; Boulton, 1974 ; Newton et al., 2023). Mais également le parallélisme avec la direction principale de l'écoulement glaciaire et l'aspect linéaire marqué sur de longues distances (Smith, 1948 ; Eyles, 2012). L'érosion sous-glaciaire est un concept large qui englobe l'ensemble des mécanismes d'érosion se produisant dans la partie basale des glaciers (p. ex. : abrasion, arrachage de blocs ou encore hydrologie, détaillés dans les 3 sections suivantes). Ce terme est évoqué surtout dans les anciennes études où la description des mécanismes d'érosion n'était pas au cœur des études (Gravenor & Meneley, 1958 ; Funder, 1978 ; Heikkinen & Tikkanen, 1989 ; Wardlaw et al., 1969 ; Jezek et al., 2011). Certaines des études s'intéressant à l'érosion glaciaire, évoquent toutefois différents scénarios dans lesquels les propriétés du lit glaciaire, en relation avec les conditions glaciaires

basales, ont favorisé un mécanisme en particulier (p. ex. : l'abrasion par rapport à l'arrachage) dans la formation des mégacannelures (Smith, 1948 ; Zumberge, 1955 ; Witkind, 1978 ; Roberts et al. 2010 ; Krabbendam & Bradwell, 2011 ; Eyles, 2012).

4.2 L'abrasion glaciaire

Le mécanisme d'abrasion sous-glaciaire du lit glaciaire est réalisé par la présence de fragments, de particules ou de débris de roche présents dans la partie basale du glacier, qui incisent et érodent progressivement le plancher rocheux au fur et à mesure qu'ils sont entraînés par l'écoulement glaciaire (Goldthwait, 1979 ; Sugden & John, 1976 ; Boulton, 1974 ; Iverson, 1990 ; Rea, 1994). Ce mécanisme est mis en avant par un certain nombre d'auteurs comme l'agent principal de formation des mégacannelures (p. ex. : Smith, 1948 ; Boulton, 1974 ; Goldthwait, 1979 ; Witkind, 1978 ; Lowe & Anderson, 2003 ; Roberts et al., 2010 ; Eyles, 2012). Goldthwait (1979), ce dernier évoque une rhéologie particulière de la glace abrasive comme agent érosif suffisamment plastique pour se mouler dans les mégacannelures, mais suffisamment rigide pour transporter et maintenir en place des particules de roche à l'interface glace-lit glaciaire tout en se déplaçant sur de très longues distances.

Megagroove formation by abrasion

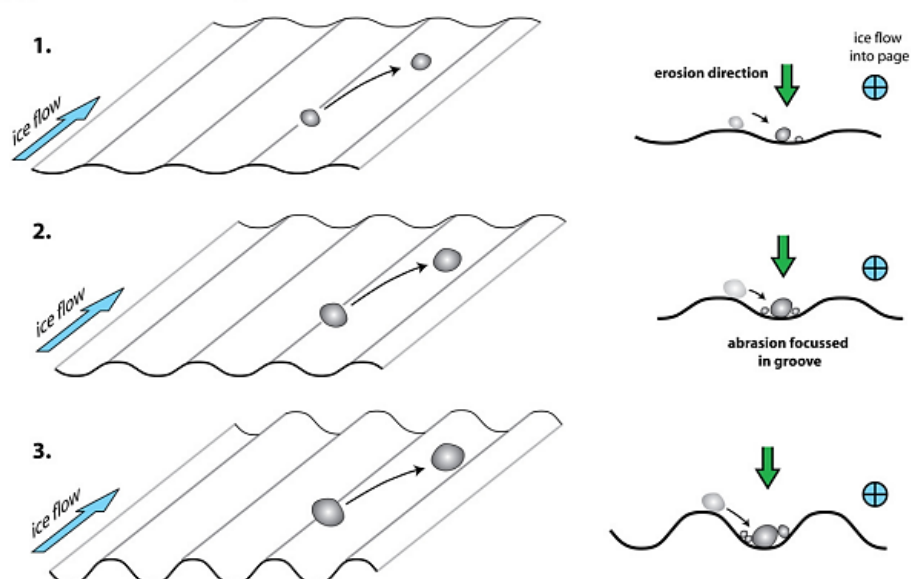


Figure 41 : Mécanisme d'érosion sous-glaciaire par abrasion montrant la focalisation de débris sous-glaciaires dans les cannelures. Ce mécanisme est favorable aux lits glaciaires qui sont plus facilement abrasés qu'arrachés (d'après Krabbendam et al., 2016).

Ce mécanisme d'érosion est appuyé par la distribution d'incisions parallèles disposées en champs, de manière indépendante du contrôle structural (Newton, 2018 ; Evans et al., 2023). Afin d'expliquer cette distribution particulière, plusieurs auteurs mettent en avant la mise en place de couloir de glace plus concentrée en débris sous-glaciaires et donc d'une capacité abrasive plus forte le long de ces couloirs (figure 41 ; Carney, 1910 ; Smith, 1948 ; Gravenor & Meneley, 1958 ; Bradwell et al., 2008). L'abrasion fait donc référence à une certaine organisation interne des débris basaux. Cette focalisation est proposée par Krabbendam (2016) comme le principal mécanisme de formation de mégacannelures dans une lithologie homogène, permettant aussi d'expliquer l'élargissement des mégacannelures crêtes à crêtes (figure 41).

4.3 Érosion par arrachage de blocs sur paroi latérale

Ce mécanisme d'érosion par arrachage latéral de blocs du lit glaciaire (ou *lateral plucking* en anglais) est un processus assez similaire à celui permettant la formation des roches moutonnées (cf. section 2.1 de ce chapitre). Pour rappel, ce mécanisme est initié par le développement de cavités de basse pression en arrière de bosses ou morphologies proéminentes du lit glaciaire (Carol, 1947 ; Rea et al., 1994). Pour la formation des mégacannelures, le processus érosif se produit le long des lignes parallèles au sens de l'écoulement présentant des faiblesses structurelles. L'arrachage de blocs, plutôt que l'abrasion, est le mécanisme qui accentue l'incision des mégacannelures dès lors que la morphologie est mise en place par l'abrasion lorsque le contexte du lit glaciaire le permet (Zumberge, 1955), notamment lorsqu'il existe un héritage structural fort comme avec la présence de fractures (Skyttä et al., 2023). Il a également mis en avant la nécessité de couloir plus concentrée en débris comme facteur important dans la formation et l'amplification de la topographie en marches d'escalier (figure 42). Certains sites à mégacannelures avec des lits glaciaires caractérisés par une lithologie mixte ont tendance à faciliter la topographie en marches d'escalier par l'intermédiaire de l'érosion différentielle (Zumberge, 1955 ; Krabbendam & Bradwell, 2011 ; Krabbendam et al., 2016). En résumé, l'abrasion glaciaire et l'arrachage latéral de blocs ont été proposés comme les deux principaux mécanismes de formation des mégacannelures marquant toutefois un contrôle lithologique non négligeable.

Le mécanisme d'arrachage est considéré comme étant plus efficace sur un substratum rocheux sédimentaire lité, mettant en avant une fracturation plus efficace de la roche, et ce, surtout lorsqu'un alignement entre stratification du substrat rocheux et écoulement glaciaire est observé (Krabbendam et al., 2016 ; Evans et al., 2023).

Megagroove formation by lateral plucking

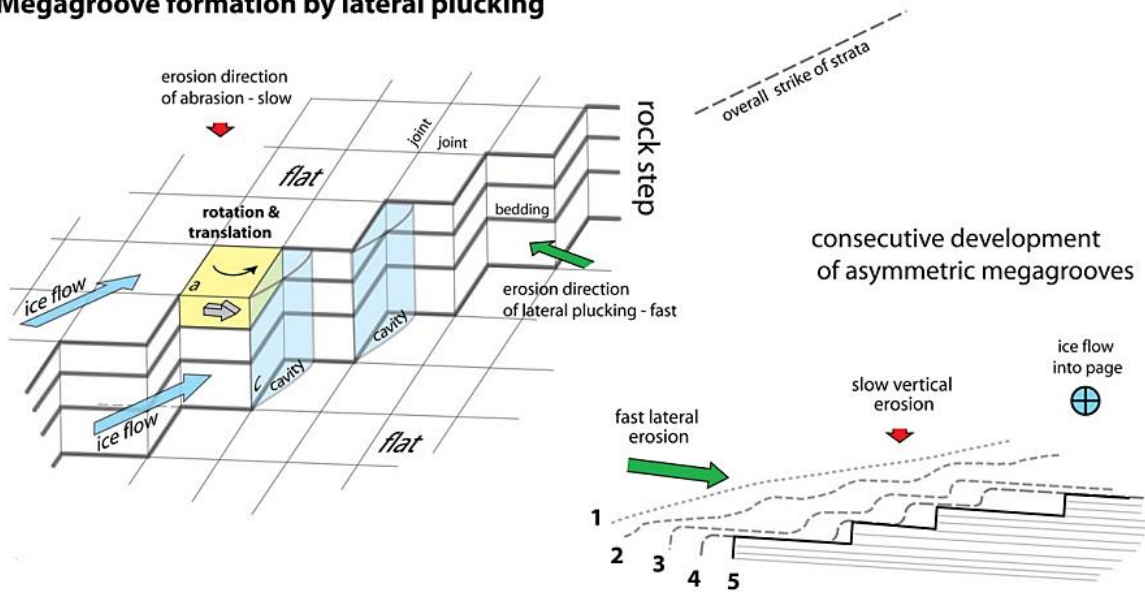
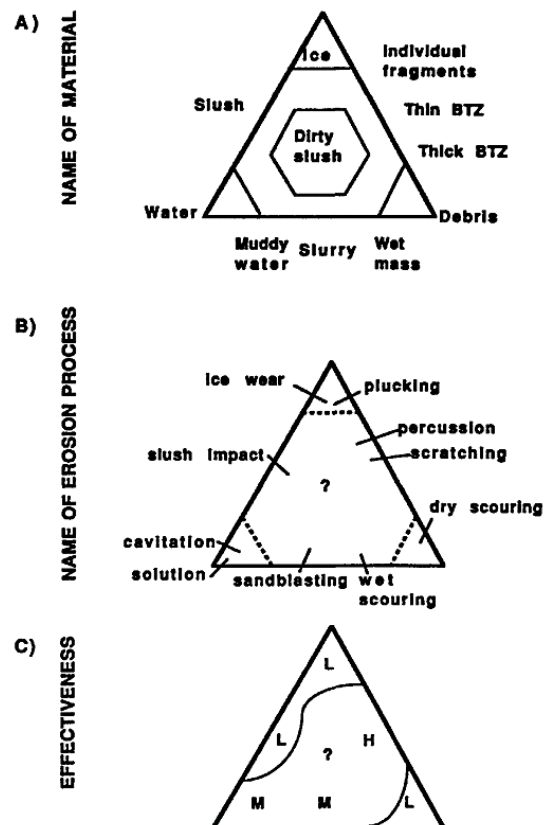


Figure 42 : Mécanisme par arrachage latéral de blocs du lit glaciaire, selon lequel la topographie en marches d'escaliers est soumise à un arrachage latéral rapide, tandis que les replats ou les faibles pentes sont soumis à une abrasion plus lente (d'après Krabbendam et al., 2016).

4.4 Érosion par les 'eaux de fonte sous-glaciaire'

L'origine des mégacannelures peut aussi être expliquée par le caractère érosif des eaux de fonte sous-glaciaire. Plusieurs auteurs ont considéré certaines morphologies de mégacannelures (p. ex. : celles de l'Ontario, Canada) comme étant le produit de l'érosion par les eaux de fonte libérées en grand volume et de

Figure 43 : Diagramme triangulaire des matériaux (A), des processus (B) et de l'efficacité (C) de l'érosion sous-glaciaire. BTZ signifie "zone de transport basal", ou tapis de débris sous-glaciaire. Les estimations de l'efficacité sont subjectives en termes de contributions relatives (L= faible, M= moyenne et H= élevée), d'après Snow et al., 1991.



façon catastrophique lors d'importantes vidanges sous-glaciaires (Sharpe & Shaw, 1989 ; Shaw & Gilbert, 1990 ; Munro-Stasiuk et al., 2005, 2009 ; Shaw, 2020). Le modèle d'érosion issu de l'hydrologie sous-glaciaire pour expliquer la formation des mégacannelures est fondé en grande partie par la présence de nombreuses formes P à proximité et dans ces mêmes zones (Kor et al., 1991 ; Tinkler & Stenson, 1992 ; Munro-Stasiuk et al., 2005 ; Shaw, 2002, 2020).

Le diagramme triangulaire rassemblant les matériaux, processus et efficacité liés à l'érosion sous-glaciaire proposé par Snow et al. (1991) (figure 43) propose que les schémas les plus efficaces en termes d'érosion soient premièrement les zones élevées en transports de débris sous-glaciaire (H, figure 43c), mais aussi les zones concentrant une part importante d'eau de fonte sous-glaciaire ou de boue chargée en débris (M, figure 43c).

Le modèle dynamique proposé pour l'érosion avec les eaux de fonte sous-glaciaire implique la genèse de vortex au passage d'un obstacle morphologique avec des vitesses pouvant être élevées (figure 44). La présence de crêtes avec des bords tranchants pour certaines des mégacannelures, permet de faire une comparaison par analogie avec ceux que l'on trouve dans les environnements fluviaux, où ils sont interprétés comme étant

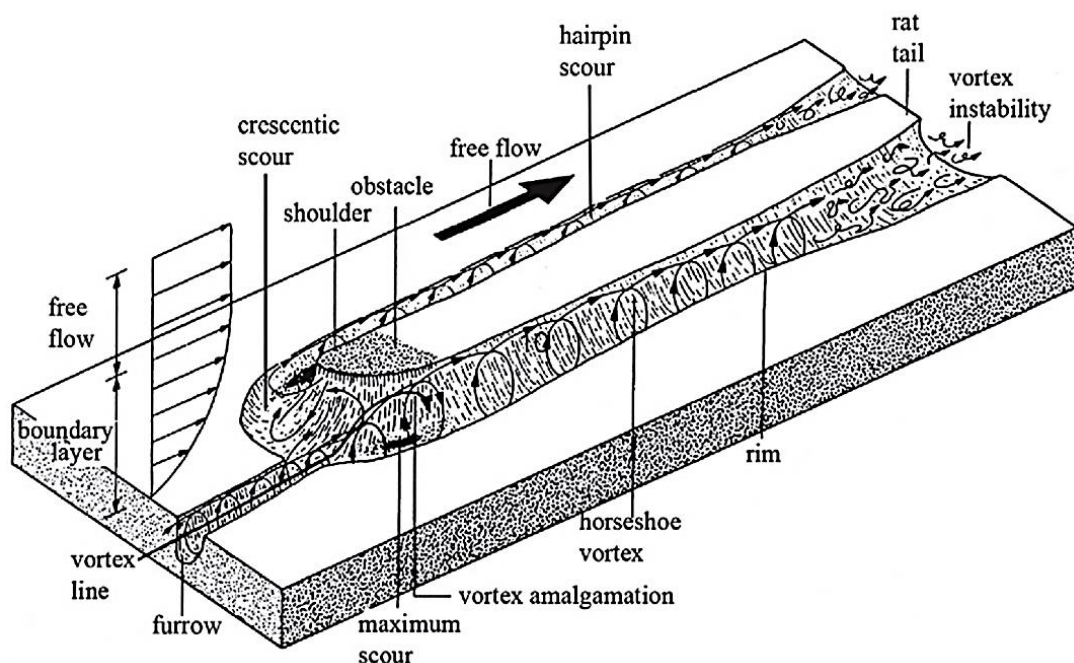


Figure 44 : Schéma représentant le modèle d'érosion par un vortex d'eau de fonte sous-glaciaire (d'après Shaw et al., 2020).

directement formées par l'écoulement turbulent des eaux de fonte (Kor et al., 1991 ; Munro-Stasiuk et al., 2005 ; Bradwell, 2005 ; Whipple et al., 2000 ; Shaw et al., 2020).

Cependant, ce mécanisme d'érosion expliqué comme origine des mégacannelures reste controversé, voire rejeté, car il permet difficilement d'expliquer l'aspect longiforme rectiligne des incisions (Witkind, 1978 ; Eyles, 2012). L'origine des mégacannelures expliquée exclusivement par le mécanisme des eaux de fonte se réfère plutôt à des morphologies de grande échelle en étroite association avec les formes P. Même s'il n'existe pas encore de consensus à ce jour, les partisans de l'érosion glaciaire par les eaux de fonte reconnaissent souvent une signature mixte mélangeant érosion glaciaire et érosion hydrologique dans la genèse des mégacannelures.

Chapitre 3

Description des cannelures de la Côte-Nord

1. Distribution spatiale et cartographie LiDAR

Les cannelures et mégacannelures côtières de la Côte-Nord (ou *Bedrock Grooves* : BGs) n'ont été que rarement évoquées dans la littérature (p. ex. : Martineau, 2002 ; Bolduc et al., 2008) et n'ont jamais été étudiées en détail. Certaines étaient toutefois connues par l'équipe de recherche du projet (p. ex. : secteur des dunes de Tadoussac, Anse-St-Pancrace ou encore Rivière de Sault-Plat qui sont parmi les plus accessibles), et d'autres constituent un intérêt touristique pour les activités de kayak de mer dans le secteur de Baie-Comeau (p. ex. : le « Jardin des Glaciers »). Leurs identifications ont été faites sur la base de données LiDAR de résolution suffisante pour la détection et la cartographie des BGs (cf. section 3.1 du chapitre d'introduction), précédant une phase de vérification pour certaines d'entre elles lors des campagnes terrain de juin et septembre 2021. On remarque une répartition particulière des BGs à l'échelle régionale. Elles s'organisent en 5 zones distinctes (figure 45) réparties le long de la frange littorale. Leurs largeurs encadrant les zones mesurent respectivement 35, 21, 21, 15 et 14 km et les inter-espaces entre les zones sont respectivement de 72, 60, 90 et 100 km.

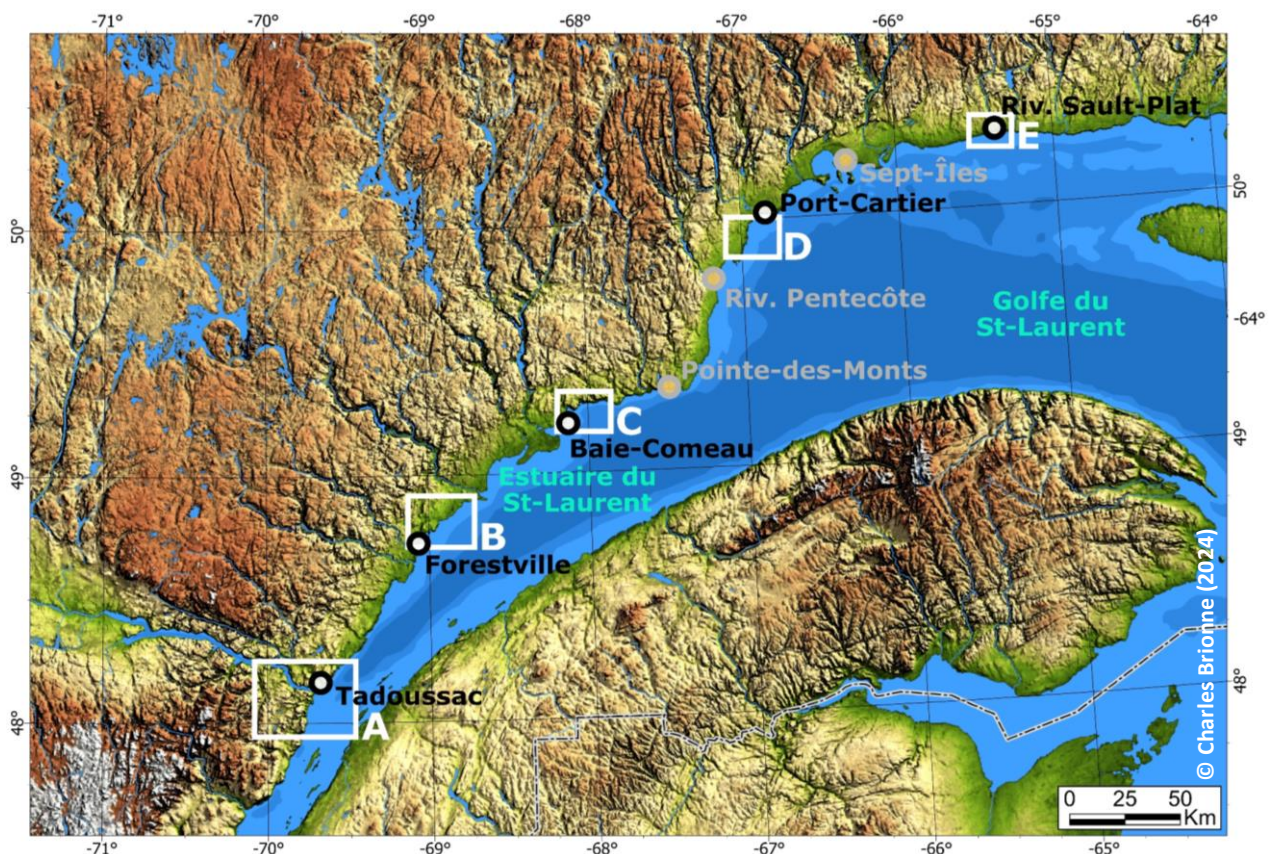


Figure 45 : Carte de localisation des 5 zones à mégacannelures (cadres blancs) réparties le long de la Côte-Nord du Saint-Laurent. A : Tadoussac, B : Forestville, C : Baie-Comeau, D : Port-Cartier et E : Sault-Plat (Sept-Îles).

1.1 Généralités lithologiques

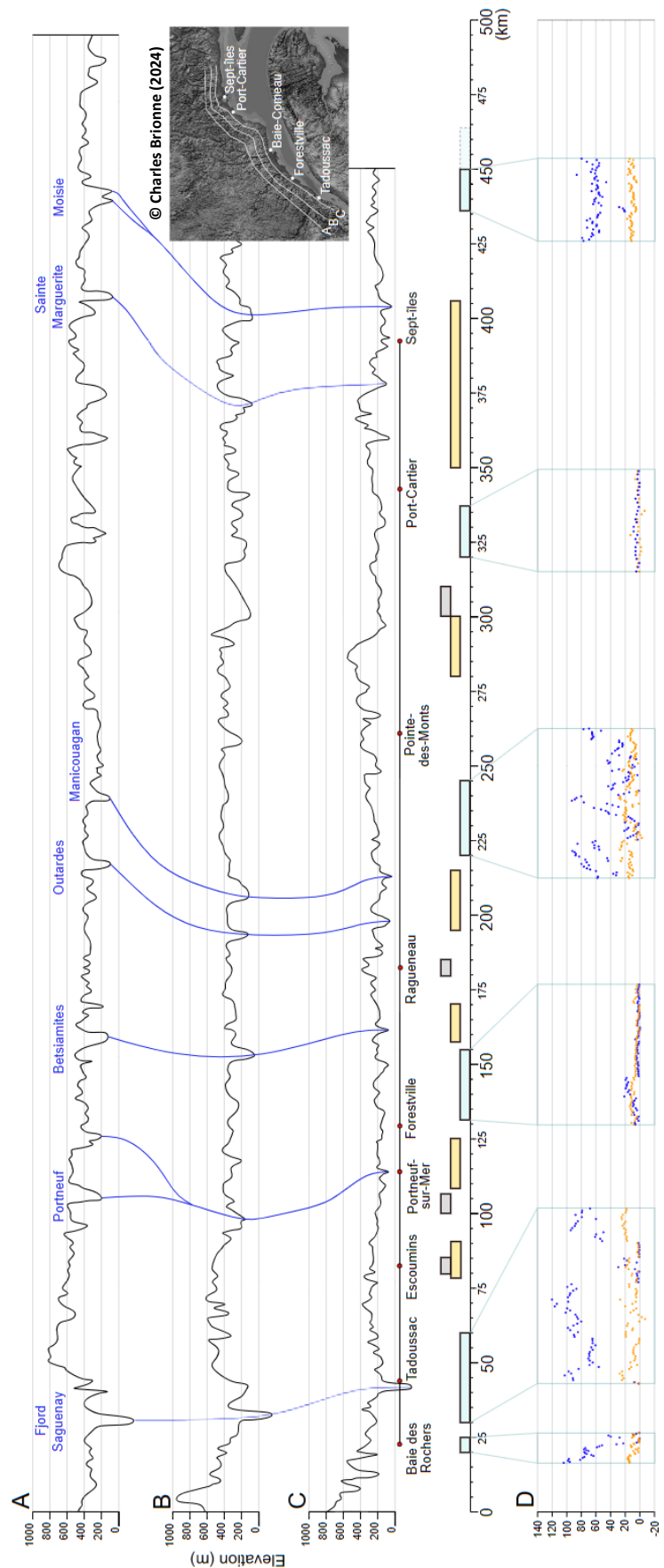
Les lithologies sur lesquelles les BGs sont décrites sont assez variées. Ces informations nous sont fournies avec la carte ‘géologie du Québec’, de sa dernière version (datant de janvier 2023 – Annexe 1). Les différentes zones se situent à la province géologique de Grenville. Les cannelures de la zone de Tadoussac ont principalement érodé des roches volcaniques et sédimentaires. Celles de Forestville érodent des roches plutoniques (p. ex. : gneiss granitique, granodioritique) et sédimentaires. Les cannelures de Baie-Comeau incisent des roches sédimentaires, plutoniques comme les deux premières zones. À Port-Cartier. Il s’agit de roches mafiques à ultramafiques (p. ex. : gabbro, schistes), et plutoniques. Enfin la zone de Sept-Îles concerne des roches mafiques à ultramafiques et également des roches plutoniques. Dans les zones à mégacannelures qui ont été visitées sur le terrain, on remarque que l’orientation de la foliation et des plans de fracturations ne correspondent pas toujours avec la direction des cannelures et mégacannelures.

La variabilité lithologique et l’absence d’orientation préférentielle entre lithologie et mégacannelures montre que la distribution spatiale des BGs n’est pas contrôlée par la nature lithologique du lit glaciaire, mais par d’autres facteurs qui prédominent. De plus, la foliation ou la fracturation du plancher rocheux n’influence pas la signature laissée et suggère également une dynamique très indépendante du contrôle lithologique. Le marquage laissé par le glacier s’impose de la même manière sur les quatre principaux types de lithologie que l’on retrouve le long de Côte-Nord du Saint-Laurent, avec des lithologies volcaniques, magmatiques, plutoniques et sédimentaires. Cette diversité suggère que les BGs peuvent se former dans des roches de dureté variable (Evans et al., 2023 ; Newton et al., 2023). La lithologie n’exerce ici qu’un rôle secondaire dans le contexte de formation. De plus, il faut préciser que le marquage des BGs sur le lit glaciaire ne traduit pas de dépendance de la lithologie du plancher rocheux. Des propriétés de la roche mère sous-jacentes telles que la dureté, l’espacement des fractures et la schistosité, ainsi que leur orientation par rapport à l’écoulement de la glace, ont été suggérées dans les travaux de Krabbendam et al. (2016).

1.2 Distribution spatiale régionale

La localisation des zones à mégacannelures reste exclusivement associée à la bande côtière actuelle avec une extension spatiale limitée, constituant une caractéristique rare, voire inédite dans les travaux antérieurs (Bradwell et al., 2008 ; Newton, 2018, 2023 ; Evans et al., 2023). On remarque également un déphasage des zones à BGs avec les grands réseaux de drainage de la Côte-Nord (figure 46) marqué par les rivières principales, suggérant un déphasage avec les systèmes ayant drainé des quantités plus importantes d'eaux de fonte sous-glaciaires

Figure 46 : (A,B,C) Profils topographiques longitudinaux de la zone d'étude localisant les zones de BGs (encadré bleu), les principaux systèmes sédimentaires côtiers (encadré jaune), les zones dominées par les formes P (encadré gris), et les principales rivières issues des grandes vallées structurales drainant le bouclier (lignes bleues et noms des rivières en bleu). (D) Deux caractéristiques des 1200 BGs identifiées : altimétrie moyenne en mètres (points bleus) et pente en degrés (points orange).



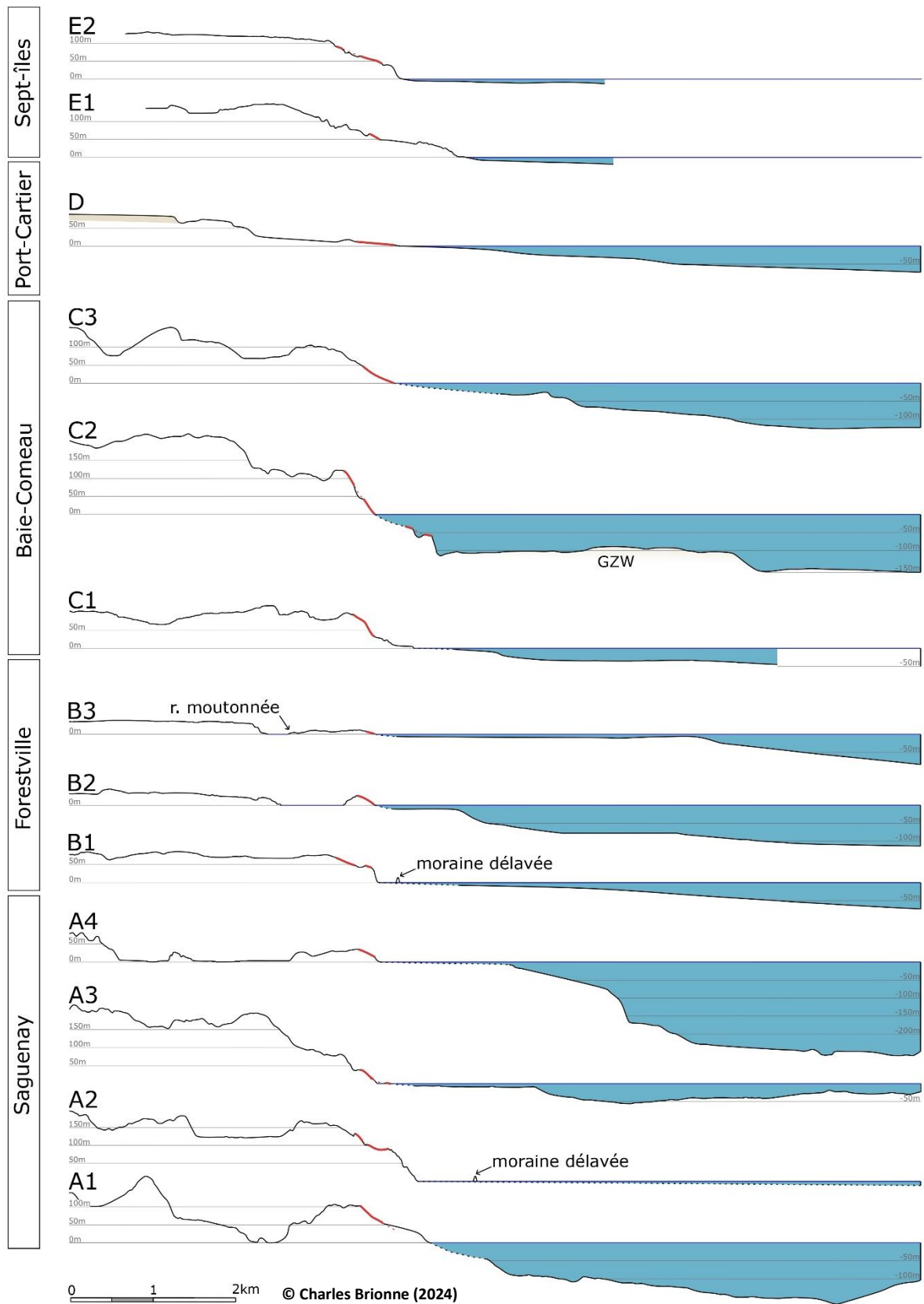


Figure 47 : Profils topo-bathymétriques amont-aval de sites à mégacannelures représentatifs des 5 zones principales. La localisation des profils est indiquée dans les figures 48 à 65 ci-après.

vers l'actuelle bande côtière. Une exception est à noter avec la zone de BGs de Tadoussac puisqu'elle est occupée en son centre du système fjord Saguenay jouant un rôle à part dans la zone d'étude. Aucune BGs ne se situe au-dessus de l'altimétrie de 136 mètres, soit sous la limite marine de la paléo-mer de Goldthwait (Dietrich et al., 2017 ; Occhietti et al., 2022 ; Brouard, 2023). Cette spécificité est inédite pour la compréhension de ces marqueurs d'érosion (cf. chapitre 4). On remarque également que les zones de formation des mégacannelures se retrouvent systématiquement sur le premier escarpement significatif présent sur la bande côtière (figure 47). Dans les différentes sections qui vont suivre, les BGs sont séparées en différentes zones d'études décrites une à une de l'amont de l'estuaire à l'aval du golfe du Saint-Laurent. Une description des différentes observations réalisées d'après les cartographies LiDAR et les analyses de terrain y sera également présentée. Ce chapitre se termine par une section de synthèse mettant en avant les généralités et particularités des cannelures et mégacannelures qui seront ensuite interprétées et discutées en chapitre 4.

1.3. Distribution spatiale zone par zone

1.3.1 Zone de Saguenay

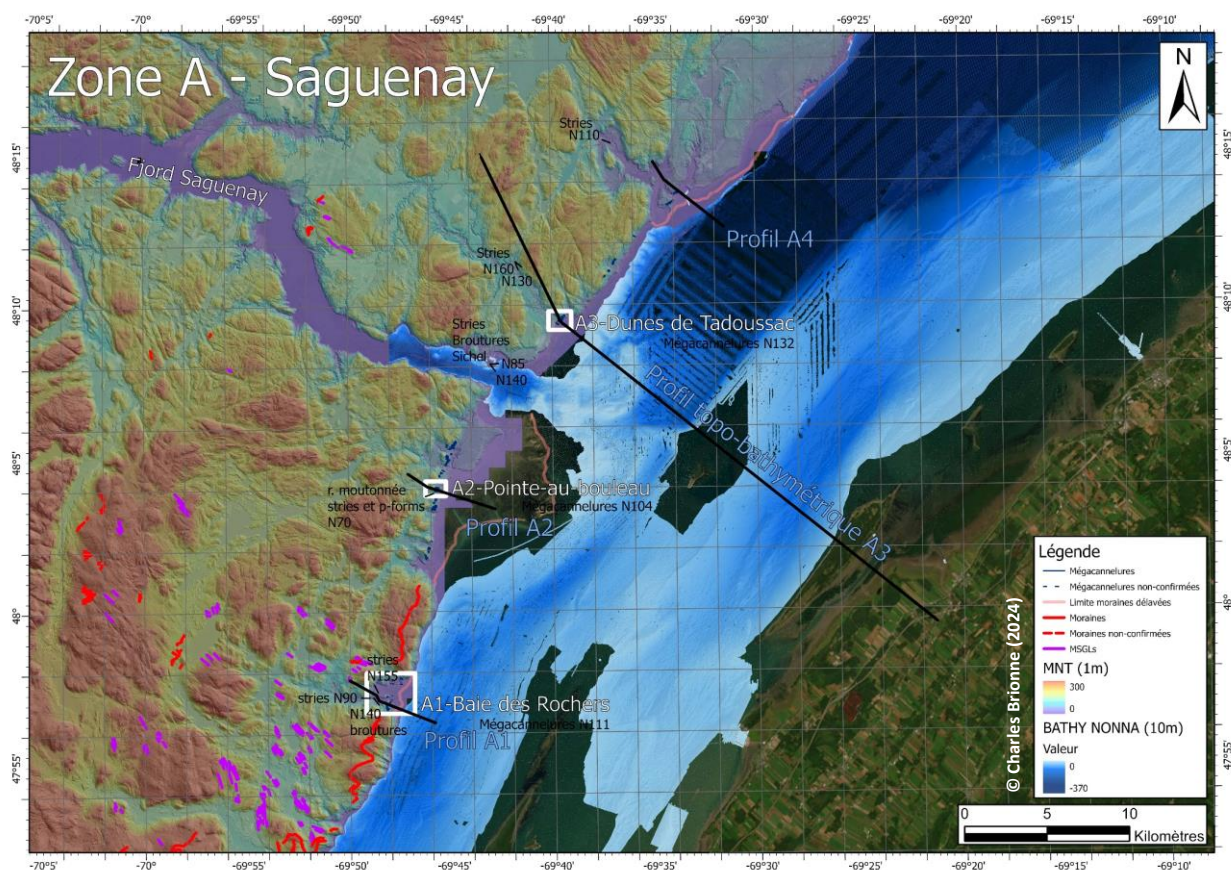


Figure 48 : Carte du secteur à BGs (traits bleus) de Saguenay, les secteurs étudiés (encadrés blancs) et des différents profils topo-bathymétriques de la zone (traits noirs).

La zone des BGs de Saguenay est située le plus en amont de l'estuaire du Saint-Laurent et s'étend de part et d'autre de l'embouchure du Fjord Saguenay. Trois secteurs ont été étudiés plus en détail, ceux de la Baie-des-Rochers, de la Pointe-au-Bouleau et des dunes de Tadoussac (A1, A2 et A3 ; figure 48).

Dans cette zone, deux directions principales d'écoulement ont été répertoriées par l'observation de stries, de broutures et de formes P, la première orientée au N150 +/- 10° et la seconde au N80 +/- 10° recoupée par la première et donc plus ancienne. Ces dernières montrent l'influence de l'écoulement de la glace dans l'estuaire Laurentien vers le nord-est avant 15 000 ans cal. BP jusqu'à l'ouverture du système en eaux libres vers cette période (Annexe 3 ; Occhietti et al., 2011, 2022 ; Brouard, 2023). L'orientation vers N150 correspond à la période post-ouverture de l'estuaire où les directions d'écoulement dans l'actuelle bande côtière se sont rapidement réorientées de manière perpendiculaire au trait de côte et, par prolongement à l'escarpement côtier. Les zones à BGs présentent des orientations moyennes respectivement de N111 pour la Baie-des-Rochers, N104 pour la Pointe-au-Bouleau et N132 pour les dunes de Tadoussac, ces deux dernières orientations suggèrent un flux glaciaire qui aurait été convergent à la phase de formation des cannelures.

a. Secteur de la Baie-des-Rochers

Le secteur à BGs de la Baie-des-Rochers a une particularité, il est bordé par deux massifs de plus de 300 mètres d'altitude (figure 49) encadrant un ré-entrant ayant produit une constriction latérale typique des glaciers de sortie (*outlets glaciers* ; Hill et al., 2017). Les BGs se distribuent le long d'une ligne reliant les deux massifs, voire plutôt sur le massif sud, à des altimétries assez hétérogènes peuvent atteindre 107 m pour les plus hauts au sud de la zone ; les BGs au nord affleurent le niveau marin.

Les BGs sont présentes pour la majorité en sommet de pente descendante faisant face à l'estuaire (côté-aval) ; elles s'organisent en plusieurs groupes de quelques BGs positionnées sur des morphologies proéminentes de l'escarpement. Il est remarquable de voir ici les amorces des BGs sur les crêtes, voire même postées légèrement sur les pentes ascensionnelles – orientées vers l'amont (photo B, figure 49), très similaire à une amorce de

roche moutonnée ou de dos de baleine (section 1.2.a et 1.2.b du chapitre 2). La profondeur moyenne des incisions est d'environ un mètre et, elle est plutôt constante de bas en haut pour les quelques BGs observées. On remarque également la présence de linéations glaciaires à l'amont relativement alignées avec les BGs, pouvant éventuellement être interprété comme synchrones. Enfin, un système morainique se localise aux sommets des deux massifs et à l'amont des champs à BGs, suggérant que ce système morainique est plus récent que la période de formation des BGs.

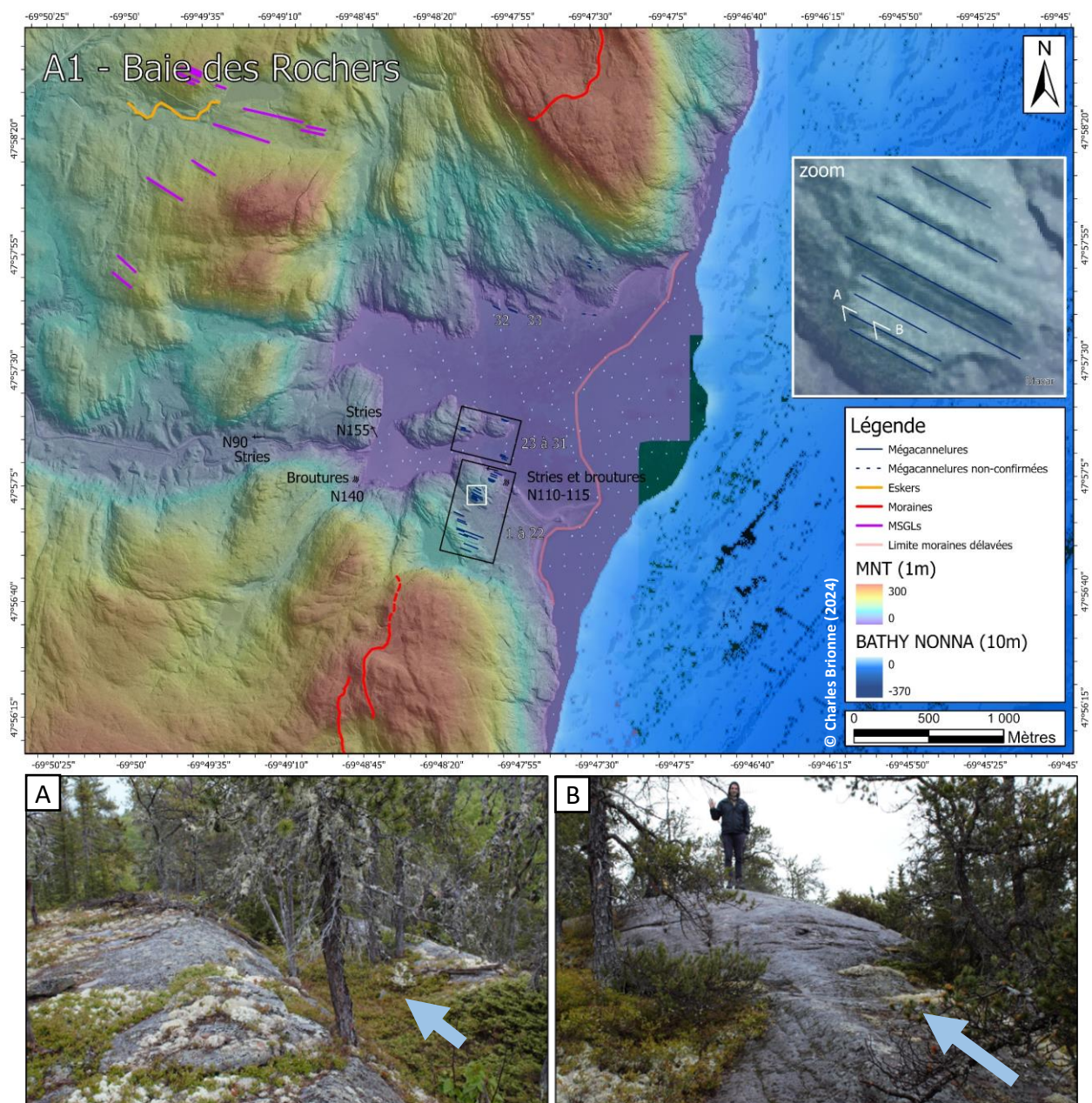


Figure 49 : Cartographie de synthèse du secteur de la Baie-des-Rochers localisant les BGs (traits bleus) et d'autres morphologies glaciaires. (A) Surface ondulée représentative des champs de BGs et, (B) Amorce d'une BGs sur la pente ascensionnelle amont du champ à BGs.

La surface rocheuse dans cette zone a été altérée, probablement en raison de phénomènes de cryoclasties ainsi qu'au développement de la végétation. Cet argument a peut-être pu impacter la préservation des marqueurs d'érosion glaciaire puisque peu ont été retrouvés, hormis près de la limite marine actuelle avec quelques stries et broutures de directions similaires aux BGs. En amont, on retrouve des formes d'érosion indiquant un sens d'écoulement différent, très influencé par les formes de relief autour de la baie.

b. Secteur de la Pointe-au-Boulevard

Les BGs de ce secteur se situent entre 136 et 45m d'altitude et ont des longueurs comprises entre 20 et 276m (soit la plus longue BG cartographiée) ; leurs pentes moyennes sont de 10°, et ont une direction générale s'orientant vers N103. Leurs profondeurs peuvent atteindre et dépasser 2 m (< 3 m). Certaines d'entre elles ont une morphologie particulière en forme de tremplin de ski (profil figure 50). Cette forme particulière ne semble pas être expliquée par une variation de lithologie du substrat rocheux ou d'une faille. La morphologie des BGs montre des crêtes aplaties au sommet (photos B et D, figure 51). De plus, on observe au flanc de certaines BGs un épaulement (photo D, figure 51) à mi-pente que l'on retrouve de part et d'autre de la cannelure.

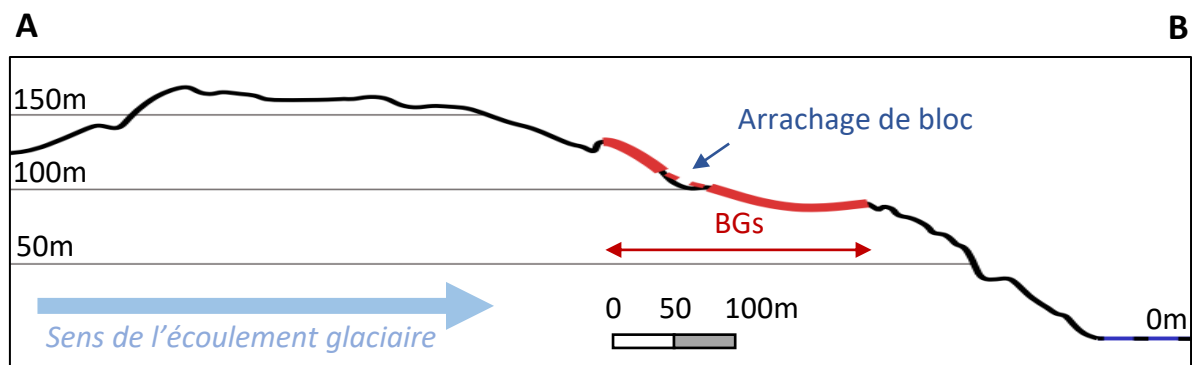


Figure 50 : Profil topographique de la BGs type tremplin de Pointe-au-Boulevard, la localisation du profil est représentée figure 51.

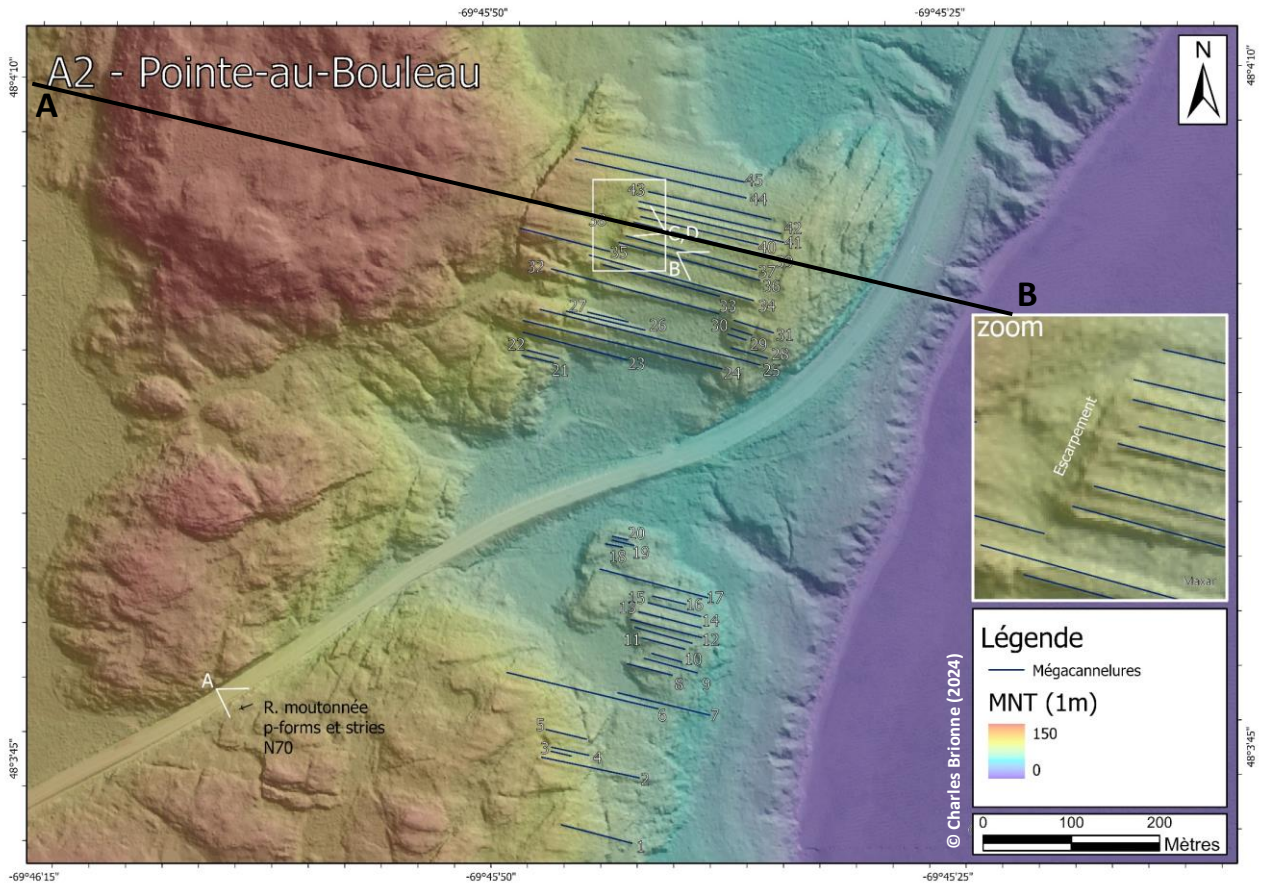


Figure 51 : Cartographie de synthèse du secteur de Pointe-au-Bouleau localisant les BGs (traits bleus). (A) Roche moutonnée surmontée de stries et formes P, (B) Vue d'une crête entre deux BGs aplatie (C) Variation du pendage et (D) Épaulement sur le flanc.

c. Secteur des dunes de Tadoussac

Le secteur des dunes de Tadoussac se caractérise par une trentaine de BGs mesurant entre 11 et 142m de longueurs et d'altimétries comprises entre 0 et 104m. La pente moyenne est de 13°, l'orientation des crêtes est plutôt constante vers N132 et leur profondeur est comprise entre 1 et 2m. On remarque un déphasage dans l'alignement des crêtes de BGs entre deux séries de champs amont-aval (profil A3 FIG 47 et figure 53).

On observe une organisation en quatre ordres différents dans la topographie de l'escarpement côtier : (1) une ondulation de longueur d'onde d'une cinquantaine de mètres (2) là où se fixent les groupes de quelques BGs préférentiellement sur les crêtes, les BGs sont de quelques mètres de longueur d'onde (3) des structures d'échelles métriques composées de cannelures et de formes qui tronquent et sont tronqués par les BGs et (4) les formes d'érosion d'une dizaine de centimètres avec des stries, broutures et formes en P qui se surimposent aux morphologies citées précédemment. Les deux premiers ordres sont représentés dans la figure 52.

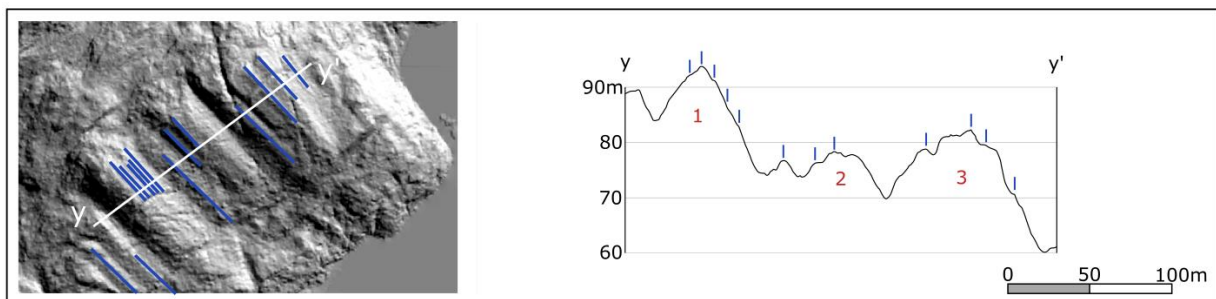


Figure 52 : Profil représentant les deux premiers ordres de la topographie de l'escarpement. Le premier ordre est numéroté en rouge de 1 à 3 et le second ordre reflétant les BGs est symbolisé par les traits bleus.

Ce secteur expose des marqueurs issus de différents types de mécanismes d'érosion sous-glaciaire, comme les morphologies issues de l'abrasion (stries, cannelures, BGs) et de l'hydrologie sous-glaciaire (formes P). On remarque des recouvrements de ces deux mécanismes l'un envers l'autre (photos A, B et D figure 53), ce qui ne suggère pas une antécédence particulière de l'un ou de l'autre.

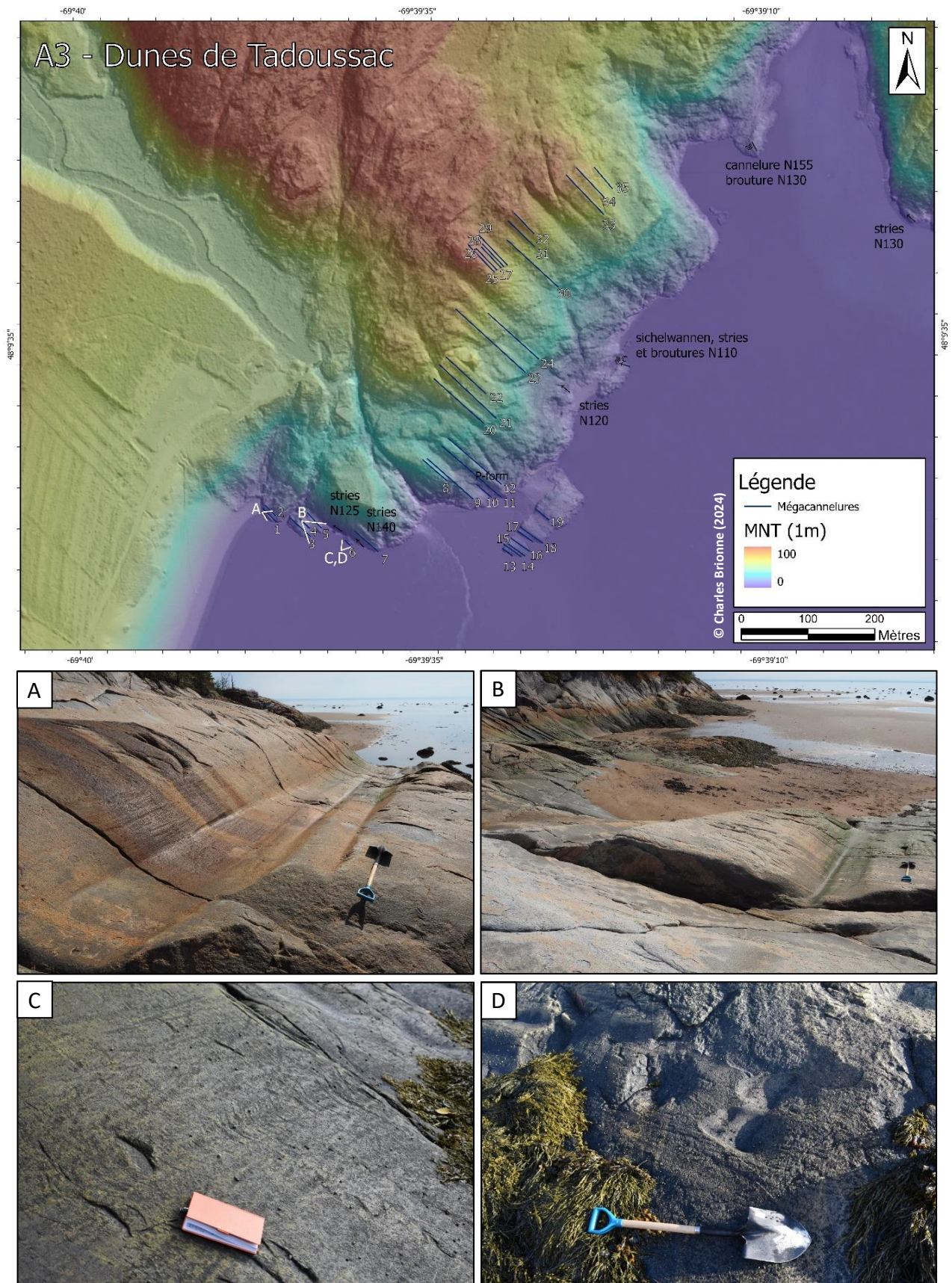


Figure 53 : Cartographie de synthèse du secteur des dunes de Tadoussac localisant les BGs (traits bleus). (A) BGs polies et striées (B) Arrachement le long d'une fracture transversale interrompant une crête de BGs et reprise par une demi-sichelwannen (formes en P), (C) Stries, gouges et broutures (D) formes en P tronquées par une surface à stries.

1.3.2 Zone de Forestville

La seconde zone à BGs se situe plus au nord-est, le long de la côte de l'estuaire du Saint-Laurent. Deux secteurs ont été étudiés, celui de l'île du cap Colombier, et celui de l'Anse-à-Norbert (encadrés blancs, figure 54). Trois directions principales d'écoulements y sont présentes : (1) une direction vers le N85 issue de l'observation d'une strie, reflétant probablement la plus ancienne direction d'écoulement avant l'ouverture de l'estuaire Saint-Laurent (Occhietti et al., 2022 ; Brouard, 2023), (2) une direction vers N140 et (3) vers N120, qui correspond à un groupe orienté plutôt perpendiculairement à l'alignement de l'escarpement du trait de côte. Une particularité notable de cette zone est une orientation locale des BGs sur une largeur de 2 km montrant une orientation focalisée vers l'aval, avec des pendages de plus en plus importants relevés dans la partie axiale de cette zone de convergence (figure 54). Cette observation suggère une dynamique glaciaire influencée depuis l'aval venant s'accommoder à la morphologie de l'escarpement côtier.

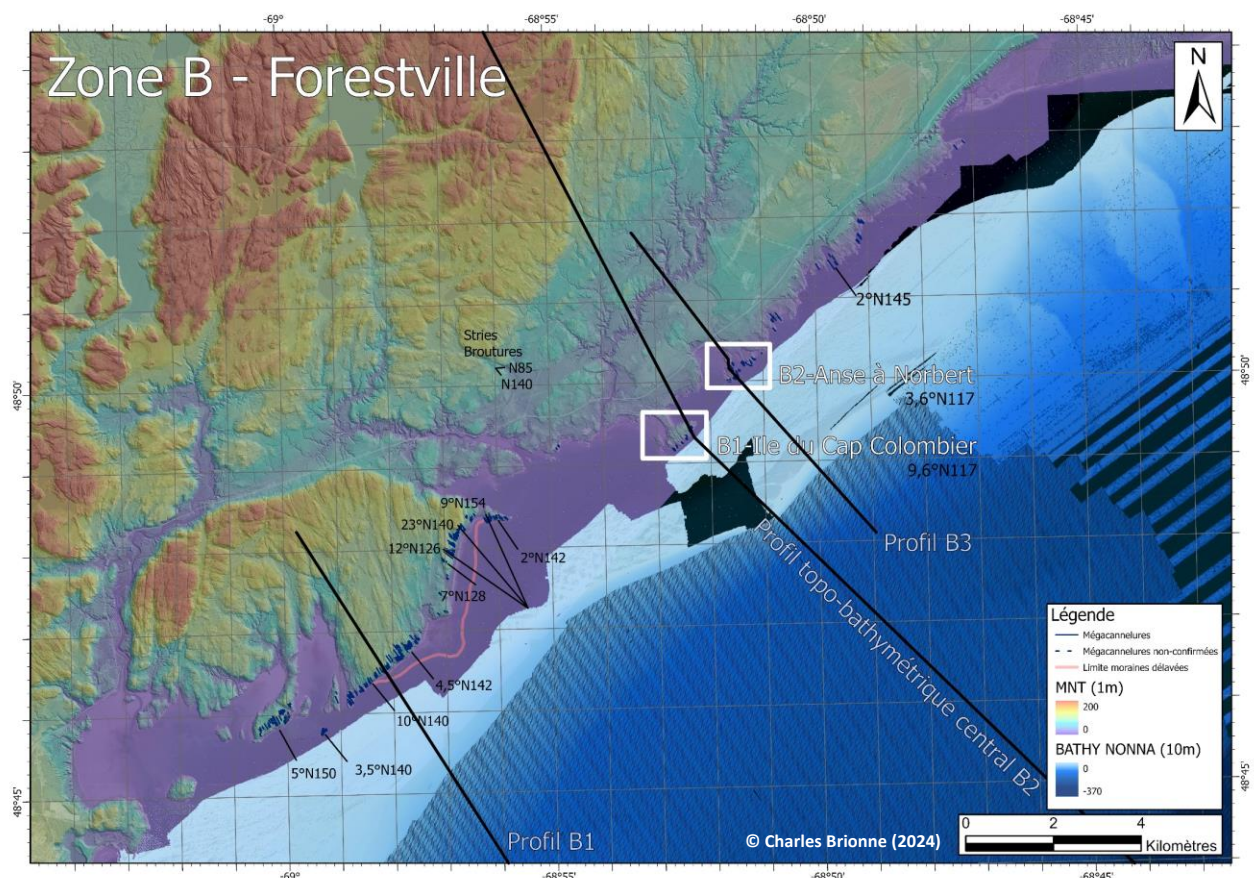


Figure 54 : Carte du secteur à BGs (traits jaunes) de Forestville, les deux zones étudiées (encadrés blancs) et localisation des différents profils topo-bathymétriques de la zone (traits noirs).

a. Secteur de l'Île du cap Colombier

La géomorphologie du secteur de l'Île du Cap-Colombier correspond à un ancien tombolo appuyé sur un îlot en avant de la côte. Il montre 25 BGs de pendage relativement homogènes d'environ 10°, orientées vers N144 et de profondeur pouvant atteindre 2m. On

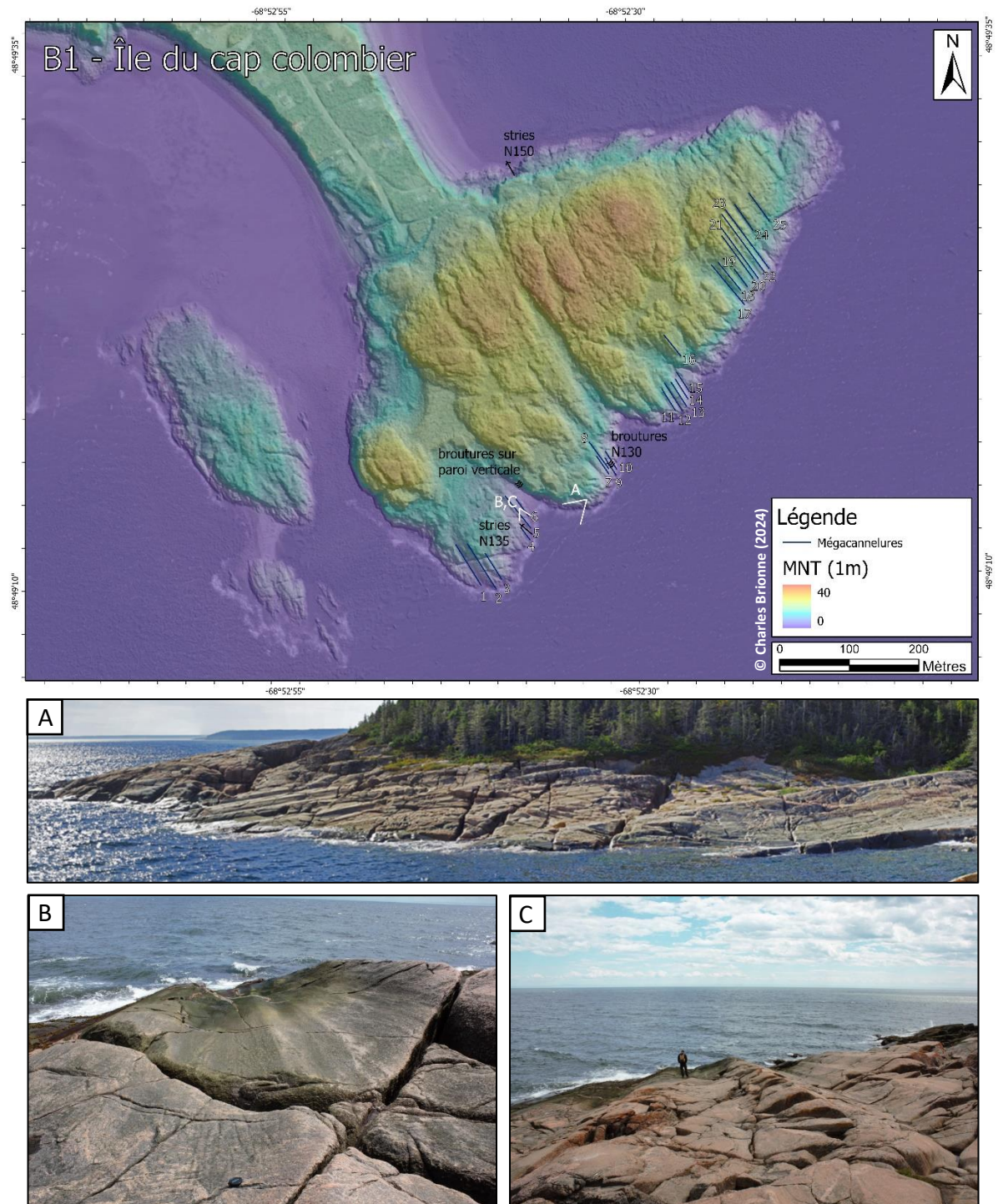


Figure 55 : Cartographie de synthèse du secteur de l'Île du cap Colombier localisant les BGs (traits bleus) et d'autres morphologies glaciaires. (A) Vue panoramique d'un champ de BGs, (B) Cannelures présentes dans les parties en aval des BGs et (C) plancher fracturé avec arrachage de blocs (dynamique côtière).

retrouve ici, comme au secteur des dunes de Tadoussac, les 4 ordres de grandeur topographiques et morphologiques (figure 55). Le premier ordre d'une longueur d'onde d'environ une centaine de mètres, on observe la présence de cannelures inframétrique dans les parties en aval de certaines des BGs (photo B, figure 55) suggérant la fin de la phase de formation des BGs. Les formes P et les broutures sont aussi présentes, mais se distribuent plutôt dans les inter-espaces des massifs d'ordre 1 à BGs et en périphérie des champs à BGs.

b. Secteur de l'Anse-à-Norbert

Le secteur de l'Anse à Norbert se localise à environ un kilomètre du précédent (cap Colombier) et montre la présence de BGs peu incisées sur les faces en aval d'une morphologie en dos de baleines pour l'îlot principal et de morphologies proéminentes pour les autres. L'altimétrie maximum est de 7 m. La pente moyenne de ces formes d'érosion n'est que de $3,6^\circ$ avec une orientation qui diffère de 5° par rapport au cap Colombier soit N138. On observe sur ce secteur un mélange de différentes formes d'érosion issues du mécanisme d'abrasion

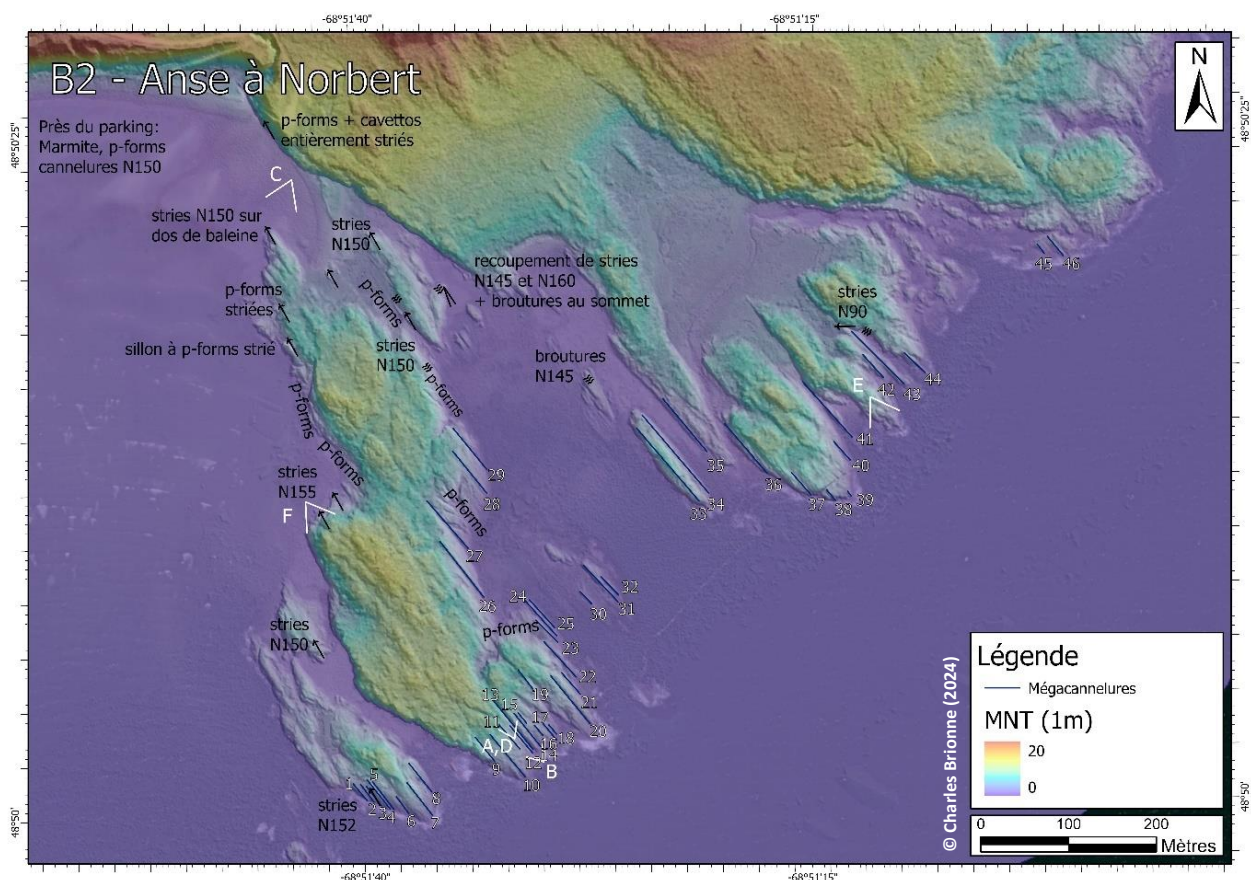


Figure 56 : Cartographie du secteur de l'Anse-à-Norbert localisant les BGs (traits bleus) et les autres morphologies glaciaires (stries, cannelures, broutures, formes en P).

(BGs, cannelures, broutures, stries) et issues de l'hydrologie sous-glaciaire (formes en P : p. ex. : cavettos, sichelwannens), localisées (cf. figure 56). La distribution n'est pas aléatoire puisque l'on observe les formes issues de l'abrasion glaciaire sur les faces en aval des parties hautes des morphologies proéminentes (BGs, cannelures, stries). On trouve également des sillons (*furrows*) sur les faces en amont, ils sont marqueurs d'une réorientation du flux

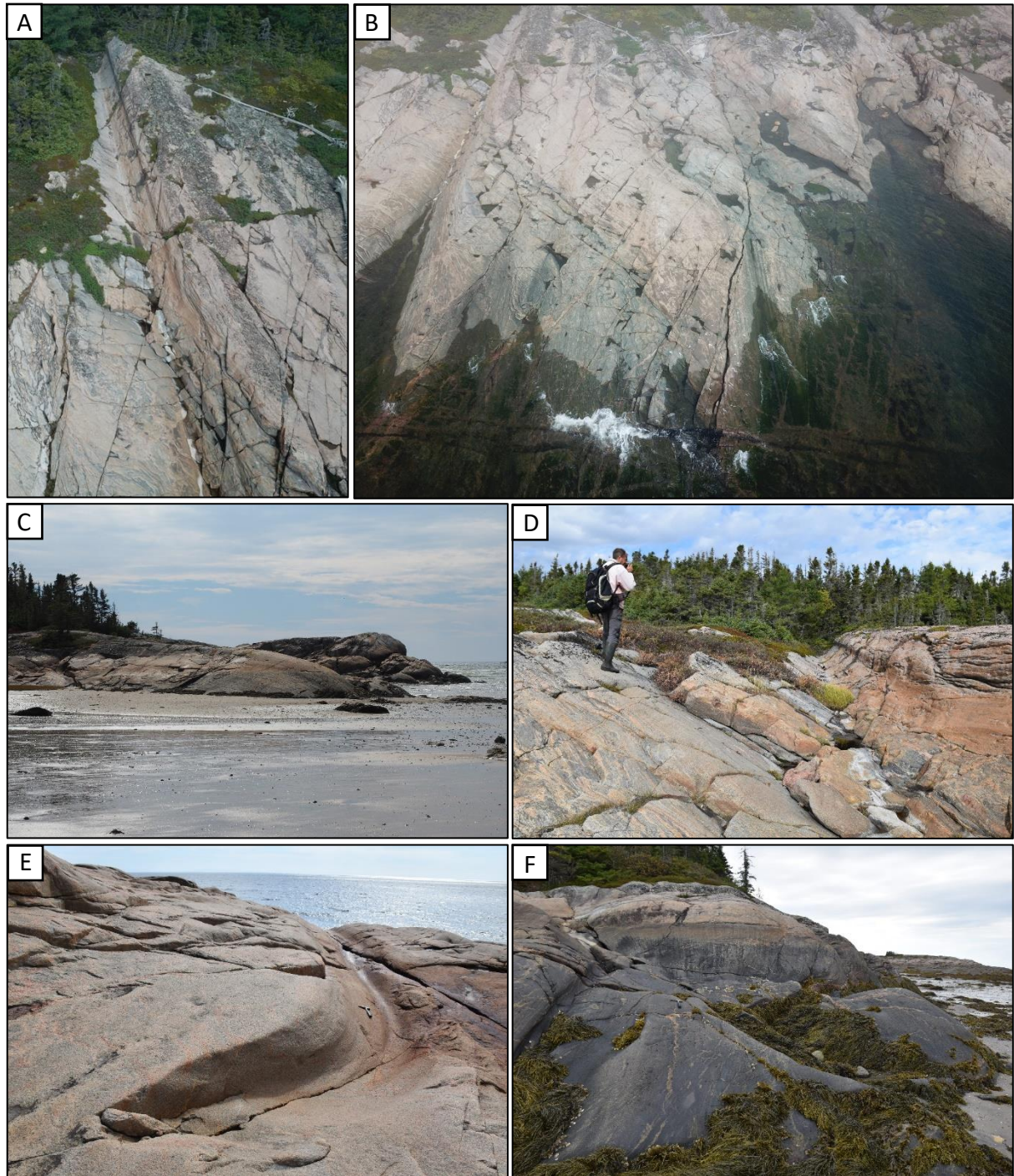


Figure 57 : Panneau photos du secteur de l'Anse-à-Norbert représentant en : (A et D) BG dissymétrique avec formes en P dans la rainure (B) Vue drone d'un champ de BGs surtout visible proche du niveau marin, (C) Vue en amont de l'Anse-à-Norbert profilée et striée, (E) Amorce d'une cannelure en formes P et (F) Amorce d'un champ de BGs avec des stries divergentes.

glaciaire basal (photo C et F, figure 57). En revanche, les marqueurs issus de l'hydrologie sous-glaciaire se localisent dans les inter-espaces des morphologies proéminentes, dans les zones basses. On remarque la présence de formes P au sein d'une des plus importantes BG (photo A et D, figure 57), dont l'origine remontée vers l'amont est venue intersecter la face amont. On suggère que l'érosion rétrogressive de la BG a atteint et capturé une zone de circulation d'eau de fonte sous-glaciaire à l'amont (figure 56) ou de *slush* (cf. Snow et al., 1991). Cette cannelure reflète également un épaulement sur son flanc vertical sud. De plus, on observe une amorce de BG en forme de virgule typique d'une demie *sichelwannen* (photo E, figure 57). L'interprétation n'est pas simple, puisqu'il s'agit du seul exemple de toute l'étude avec un mélange de deux mécanismes d'érosion (abrasion et hydrologie sous-glaciaire) ; il est difficile de déterminer si c'est l'amorce qui a entraîné la formation de la BG ou l'inverse.

1.3.3 Zone de Baie-Comeau

La zone de Baie-Comeau est située à quelques kilomètres au sud-ouest de la limite entre estuaire et golfe du Saint-Laurent. Le trait de côte suit ici une alternance de baies et

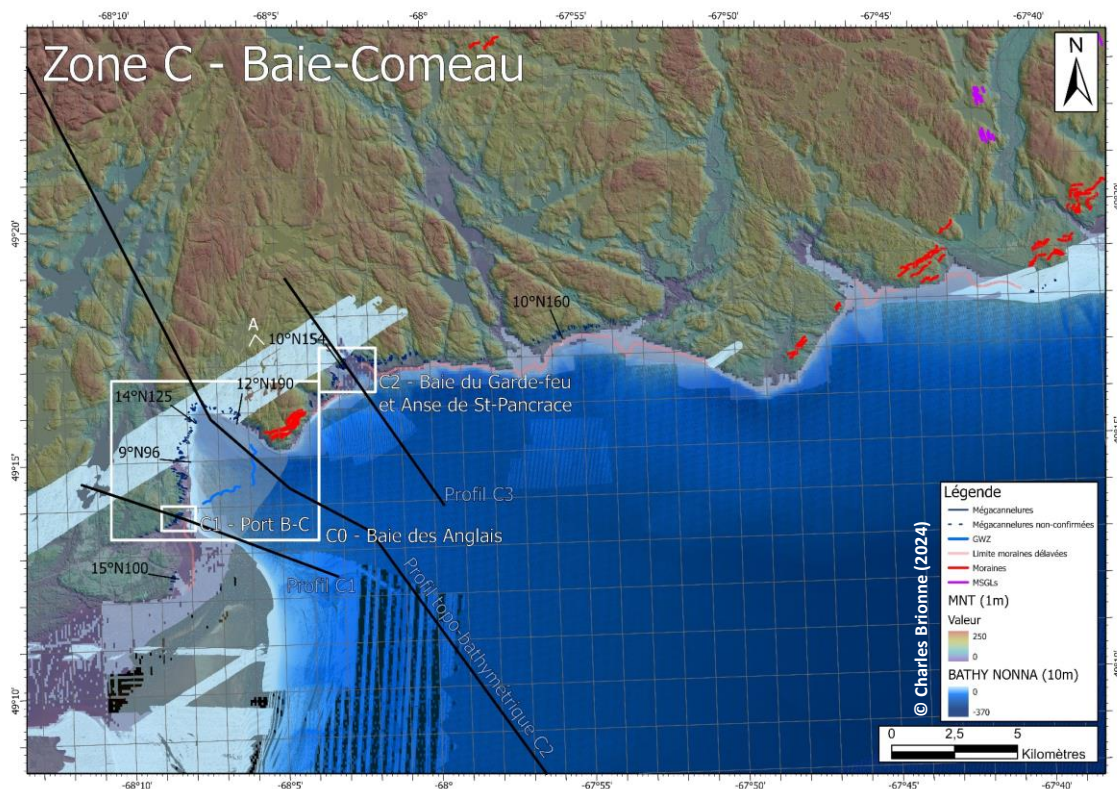


Figure 58 : Carte du secteur à BG (traits bleus) de Baie-Comeau, les deux zones étudiées (C1 et C2, encadrés blancs), le zoom sur la Baie des Anglais (C0, encadré blanc) et des trois différents profils topo-bathymétriques de la zone (traits noirs).

d'anses ayant fortement influencé la disposition des BGs, ce qui en fait une zone particulière pour la compréhension des BGs. Trois secteurs ont été définis, soit celui de la baie des Anglais avec un zoom sur les BGs du Port de Plaisance de Baie-Comeau, le secteur de la baie du Garde-Feu et celui de l'anse de St-Pancrace (figure 58).

a. Secteur Baie des Anglais

Le secteur de la Baie-des-Anglais présente des BGs positionnées sur l'escarpement côtier tout autour de la baie. Ce secteur met en avant plusieurs autres morphologies glaciaires, avec la présence d'un prisme de ligne d'ancrage au centre de la baie (trait bleu figure 59) et de moraines continentales et délavées (traits rouge et rose figure 59), nous permettant de proposer une chronologie dans la formation de ces systèmes glaciaires (cf. chapitre 4). Les données bathymétriques de résolution 1m (avec la même résolution que les données LiDAR), nous permettent ici de suivre le prolongement de certaines BGs en domaine marin. Ce secteur est particulier, puisqu'il montre la capacité de la dynamique glaciaire à produire des BGs le

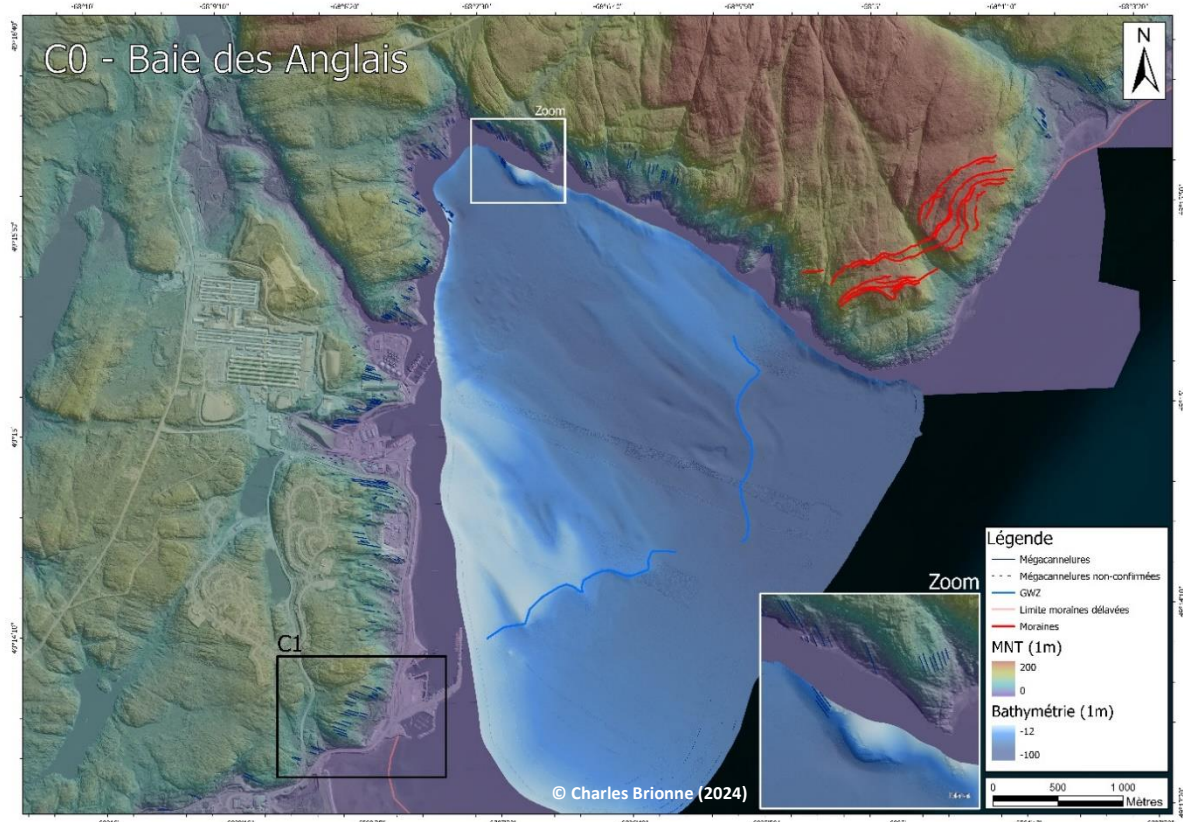


Figure 59 : Carte du secteur large à BGs (traits bleu foncé) de la Baie-des-Anglais, la zone étudiée C1 (encadré noir), le prisme de ligne d'ancrage (traits bleu clair) et les moraines (traits rouges).

long de l'escarpement côtier, et ce, même dans le cas d'une baie. Leurs répartitions montrent une orientation des crêtes focalisées vers le centre de la baie. Les BGs de ce secteur sont pour la plupart difficiles d'accès étant donné la présence des usines d'aluminium de Baie-Comeau. Toutefois, certaines ont été analysées plus en détail à proximité du Port de plaisance (cf. section suivante).

b. Secteur port de plaisance de Baie-Comeau

Le secteur du port de plaisance de Baie-Comeau regroupe 27 BGs cartographiées de 27 à 122m de longueur, à des altitudes variant entre 16 et 104m. Leurs pentes moyennes sont de 17° orientées vers N109. L'incision est très faible, inférieure au mètre. La particularité de ce secteur est la présence d'une troncature entre deux champs de BGs disposés selon deux pendages différents (figure 61). Le champ de BGs situé à l'aval montre un plancher penté à 26° (cannelures 13, 15, 21-27), alors que celui de l'amont oscille entre 10 et 15° (cannelures 6-12, 14, 16-20 ; profil C1, figure 47).

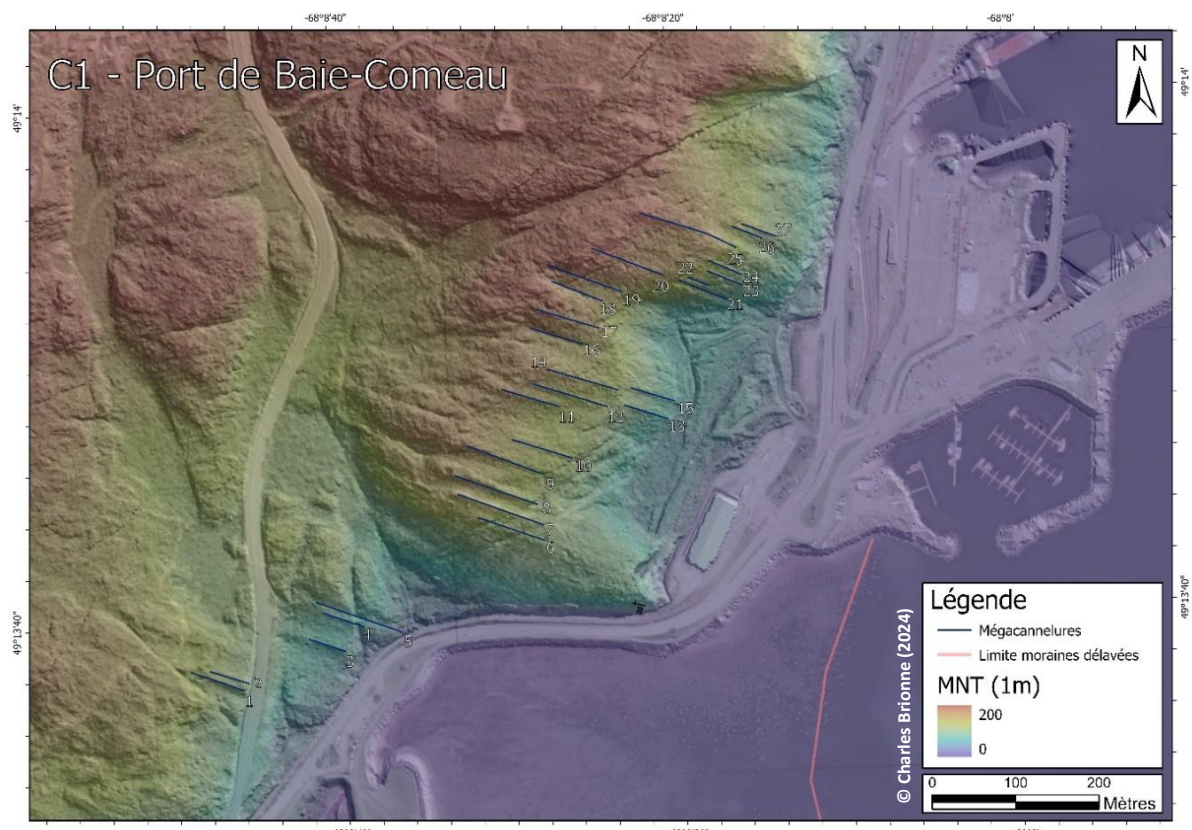


Figure 60 : Carte du secteur à BGs (traits bleus) du port de plaisance de Baie-Comeau.

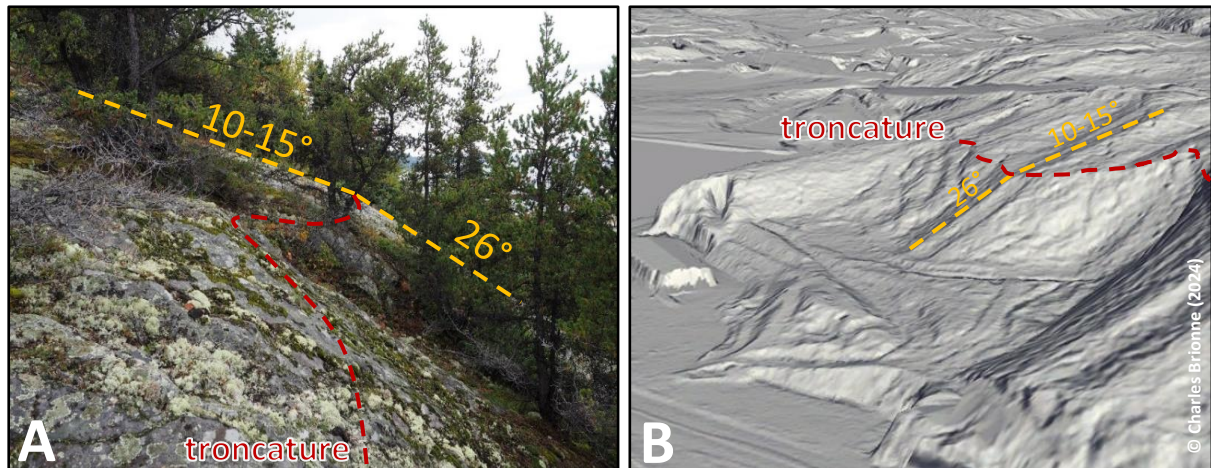


Figure 61 : Troncature arrondie entre les deux champs à BGs amont/aval de pentages différents, avec une vue depuis le terrain (A) et avec une représentation 3D de données LiDAR (B).

La troncature n'est pas visible de manière aussi franche sur le terrain que sur le modèle numérique de terrain (figure 61). Cependant bien présente, elle suggère deux phases d'érosion distinctes et donc dynamiques d'abrasion diachrones. La surface d'érosion la plus ancienne correspondrait à la surface en amont la moins pentée. L'aspect diachrone est également confirmé par un déphasage d'une demi-longueur d'onde entre les BGs présentes de part et d'autre de la troncature ; la crête d'un champ se trouvant dans la prolongation d'une cannelure de l'autre champ. On observe également en amont deux champs à cannelures, une zone de vallée entre les deux escarpements pouvant jouer un rôle drainant d'une glace basale plus molle (cf. scénarios de Krabbendam et al., 2016).

c. Secteur baie du Garde-feu et anse de St-Panrace

Le secteur de la baie du Garde-feu et de l'anse de St-Panrace a permis de cartographier 80 BGs, de longueurs comprises entre 16 à 194 m, disposées sur une pente moyenne de $11,5^\circ$ avec une orientation passant progressivement de N140 au sud-ouest à N160 au nord-est. La répartition des BGs suit l'escarpement côtier en forme d'arc, mais ne rentre pas plus en amont à l'inverse de la baie des Anglais et de l'anse formant deux réentrants étroits. Cela donne une indication de la rhéologie de la glace abrasive suffisamment froide pour ne pas s'engouffrer totalement, mais épouser la géométrie de l'anse. La constriction latérale de la topographie du flux glaciaire semble associée à une modification de

la morphologie des BGs, avec une dissymétrie des profils (photos A et B, figure 63) caractérisés par la succession d'épaulements et un marquage des BGs parfois même sur des parois.

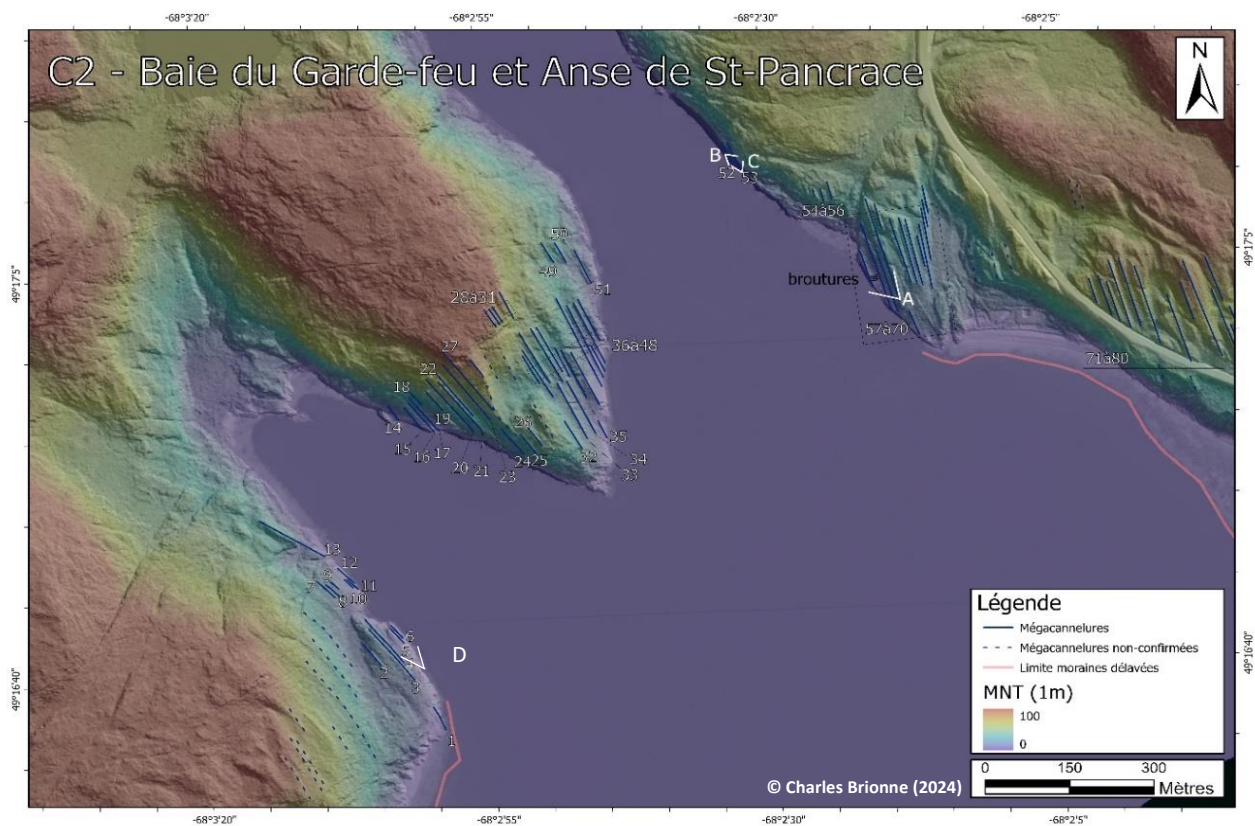


Figure 62 : Carte du secteur à BGs (traits bleus) de la baie du Garde-feu et de l'anse de St-Pancrease.

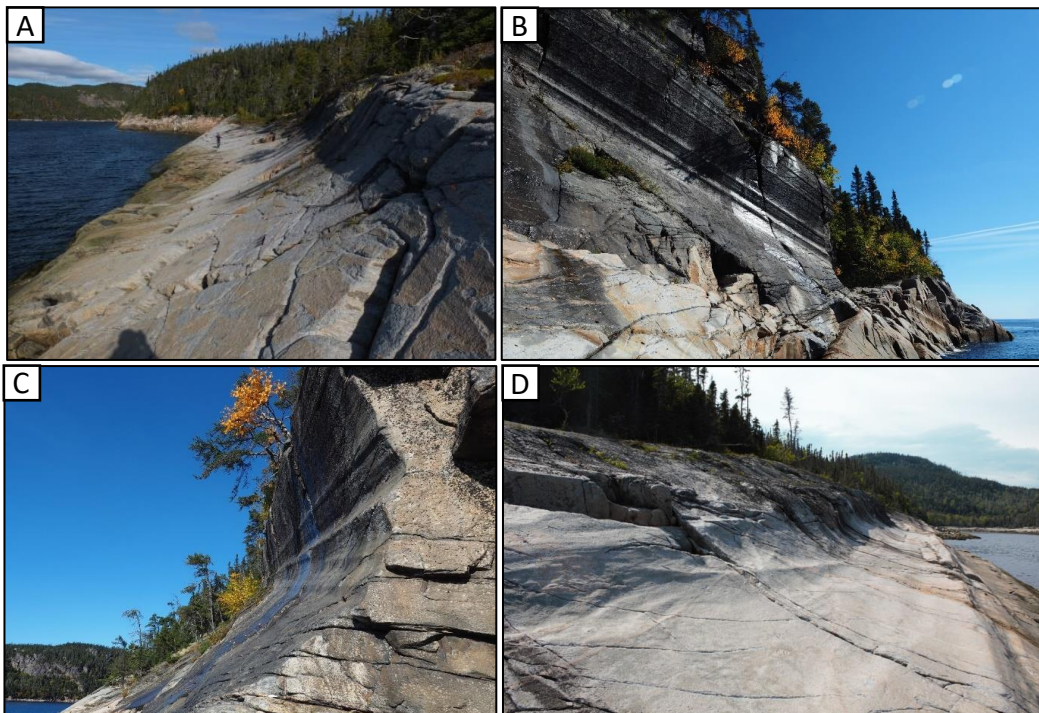


Figure 63 : Photos des BGs de l'anse de St-Pancrease (A) dont celles sur paroi verticale (C,D) et de la baie du Garde-feu (B).

1.3.4 Zone de Port-Cartier

La zone de Port-Cartier s'étend de la Baie des Homards jusqu'à la ville de Port-Cartier. Seulement 26 BGs y ont été identifiées, ce qui fait de cette zone la moins dotée en BGs. Cela peut représenter une formation de BGs en nombre limité et/ou un défaut de préservation. Leurs longueurs sont comprises entre 11 et 86m, pour des altitudes comprises entre 8 et 0 m, en dépit d'un socle affleurant jusqu'à 50m d'altitude. Le pendage moyen est d'environ 1,5° mais il est assez hétérogène et peut atteindre 12°. Les BGs sont orientées N120 dans un secteur au sud, et N160 plus au nord (figure 64), restant perpendiculaire au trait de côte. La position altimétrique des BGs de cette zone suggère que la plupart soit actuellement présentes sous le niveau marin ou bien, recouvertes de formations superficielles et donc qu'elles ne soient pas détectables par les méthodes de détection, ce qui peut constituer un biais dans l'interprétation de cette zone.

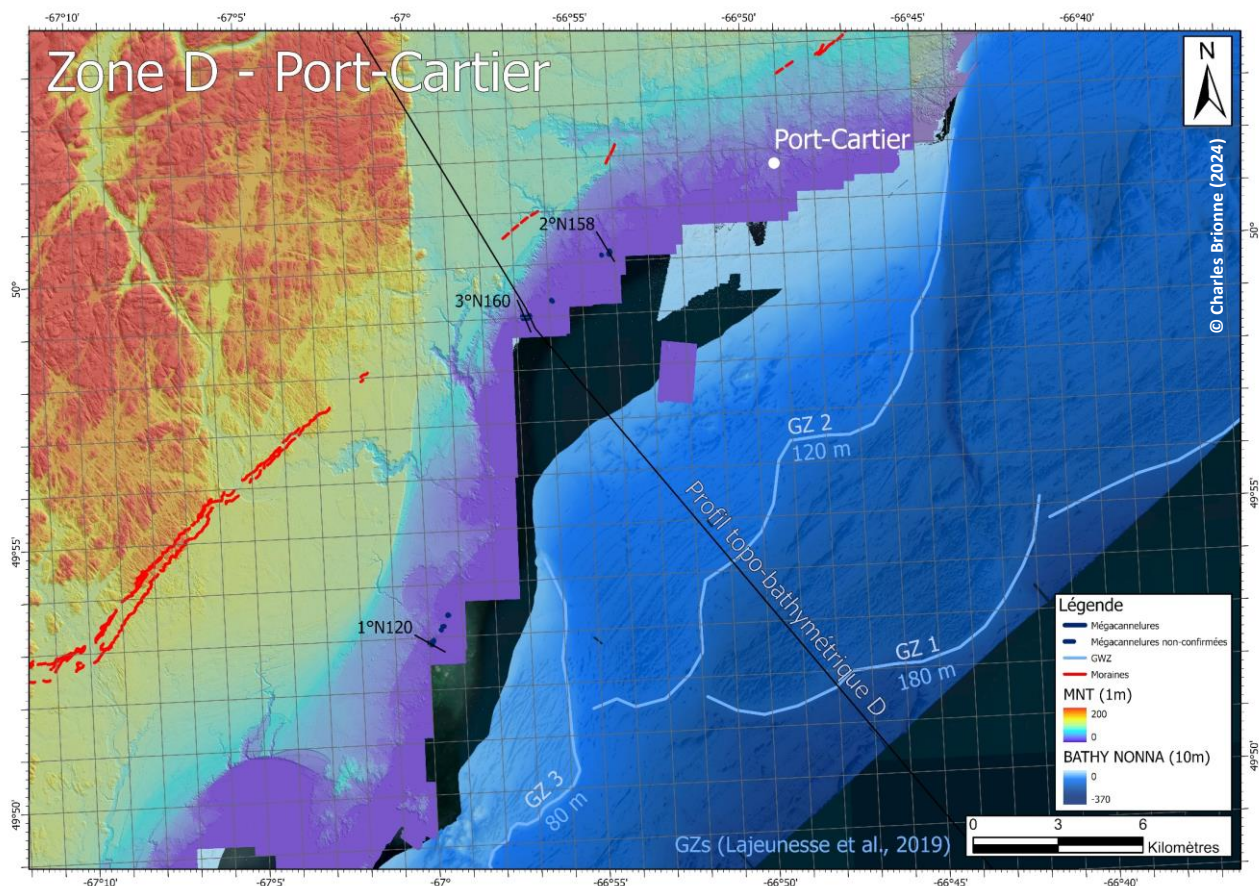


Figure 64 : Carte de la zone de Port-Cartier, des différents niveaux de prismes de lignes d'ancrage (traits bleus, Lajeunesse et al., 2019), et du profil topo-bathymétrique (trait noir).

En mer, on note la présence d'une série de systèmes de dépôts de prismes de lignes d'ancrages, se transformant pour certains en bancs morainiques ou en cône d'épandage sous-marin (plus au nord-est). Ce système est décrit dans les travaux de Lajeunesse et al. (2019), comme une série de 3 prismes s'étendant latéralement le long de trois isobathes à des profondeurs respectives de 180, 120 et 80 m. Ils sont interprétés comme étant issues de 3 épisodes distincts de stabilisation de la marge. Ces systèmes se localisent dans le prolongement d'un système morainique sous-marin plus global proche de Sept-Îles datés vers 12 500 ans cal. BP (Lajeunesse & St-Onge, 2013, Dietrich et al., 2017).

1.3.5 Zone de Sept-Îles

La zone de Sept-Îles est située la plus au nord-est de la zone d'étude. Elle est limitée à l'est par la disponibilité des données LiDAR qui s'arrête à partir de 65,26°O ; 50,31'N (figure 65). Il ne fait pas de doute que la signature des BGs se poursuit plus à l'est comme le montre

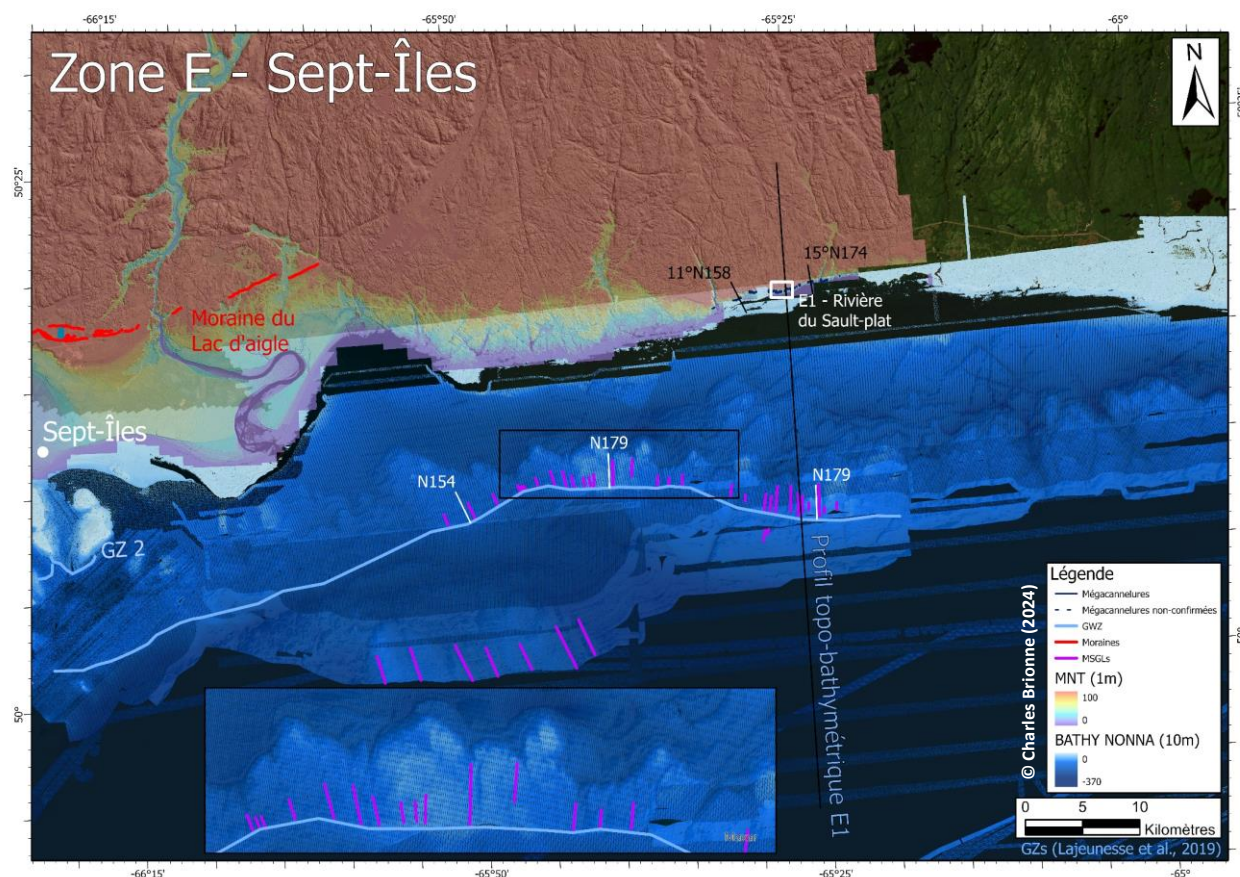


Figure 65 : Carte de la zone de BGs de Sept-Îles et du profil topo-bathymétrique (trait noir), des linéations glaciaires (trait violet), du prisme de ligne d'ancrage (trait bleu clair) et du complexe morainique du lac d'Aigle (trait rouge).

l'imagerie satellite, mais le manque de résolution ne permet pas de poursuivre une cartographie robuste. On observe différentes directions d'écoulement allant de N158 à N190 pour les BGs à terre. En mer, à environ 10 km au large, apparaît sur les données bathymétriques un champ de cannelures orientées de N154 à N180 sur un revers de cuesta de roches paléozoïques (figure 65). Si les orientations respectives des deux champs de mégacannelures semblent homogènes, l'extension latérale des figures d'abrasion en mer s'étend beaucoup plus largement vers l'ouest que le champ de BGs. Certaines BGs ont été étudiées plus en détail dans le secteur de la rivière Sault-plat, décrites ci-dessous.

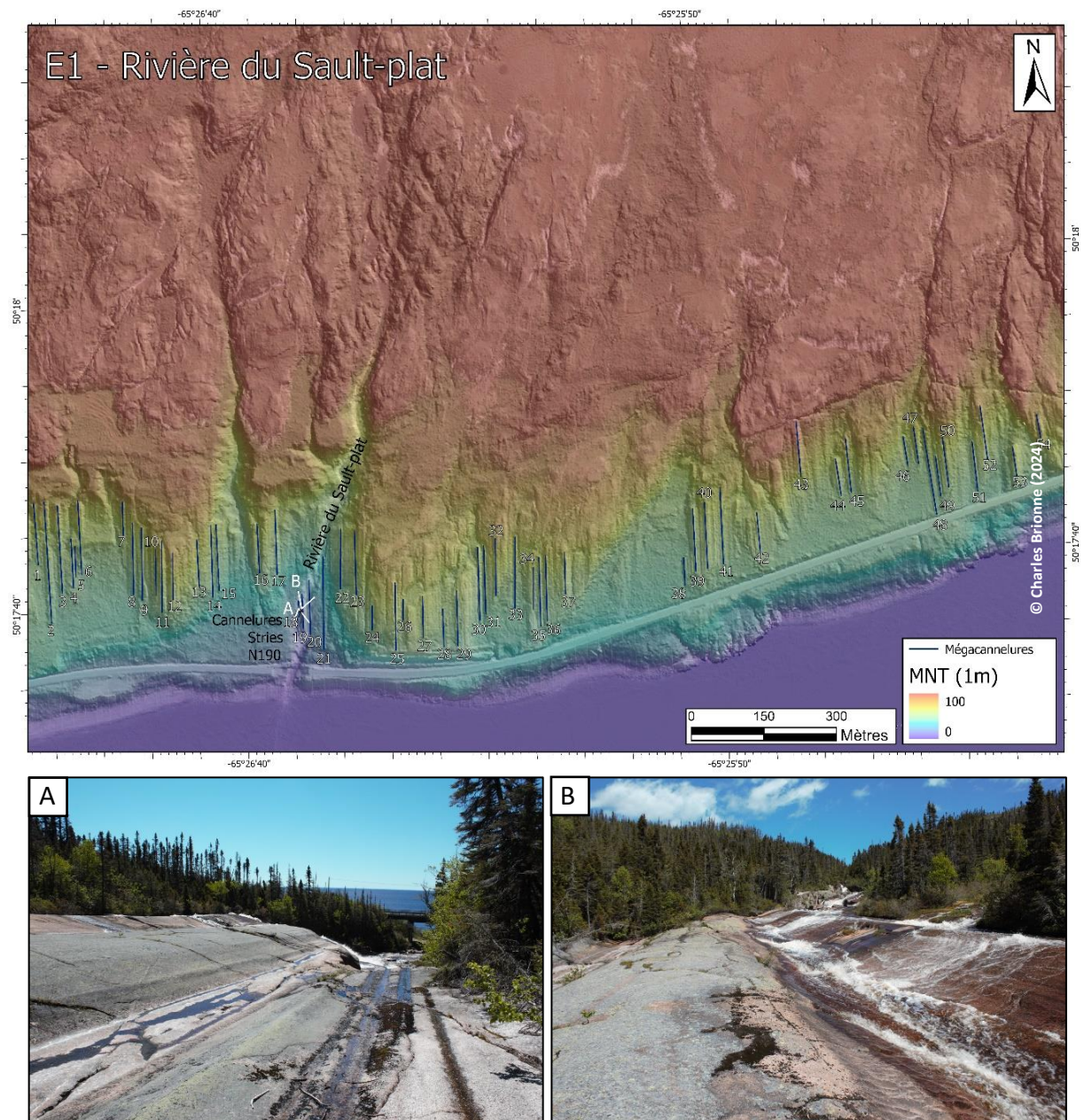


Figure 66 : Cartographie de synthèse du secteur de Sault-plat localisant les BGs (traits bleus) et d'autres morphologies glaciaires. (A) Vue aval des BGs avec surimposition de cannelures (B) Vue amont des BGs reprises par le cours de la rivière de Sault-plat, surimposée de cannelures également.

Le secteur de la Rivière Sault-plat montre 54 BGs comprises entre 32 et 247 m de longueur et entre 18 et 103 m d'altitude. Le pendage moyen de ce secteur est remarquablement homogène avec $10,2^\circ$ et une orientation des crêtes vers N177 (figure 66). L'ampleur de l'incision est similaire aux autres secteurs et oscille autour de 1 mètre. Ce secteur à BGs a été repris par le cours de la rivière de Sault-plat, un cours d'eau plutôt turbulent, mais qui n'a pas pour autant, altéré les morphologies glaciaires préexistantes.

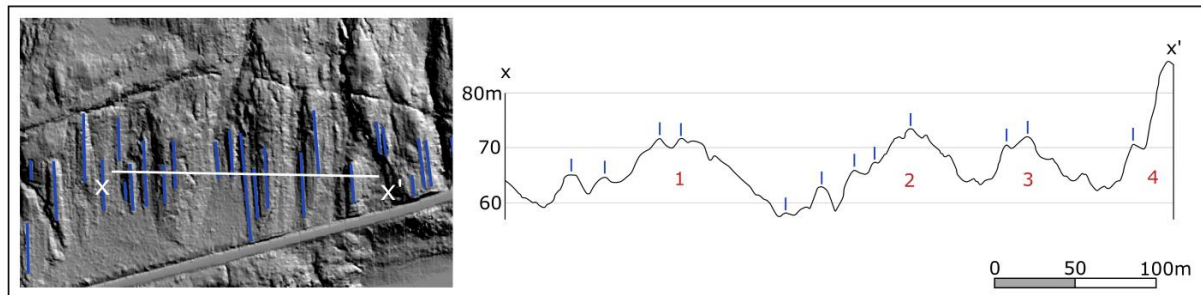


Figure 67 : Profil représentant les deux premiers ordres de la topographie de l'escarpement. Le premier ordre numéroté en rouge de 1 à 4 avec une longueur d'onde comprise entre 50 et 100 m, et le second ordre avec la surimposition des BGs préférentiellement présentes sur les crêtes du premier ordre.

Comme pour les secteurs des dunes de Tadoussac et de l'île du cap Colombier, on observe ici différents ordres de grandeur de manière assez nette. Les deux premiers ordres sont indiqués dans la figure 67, leur répartition montre une légère tendance à observer des BGs se surimposant sur les sommets des proéminences correspondant au premier ordre. Cette observation suggère elle aussi un écoulement préférentiel d'une rhéologie de glace plus molle dans les petites vallées de l'ondulation topographique du premier ordre et une rhéologie de glace plus rigide/abrasive sur les crêtes facilitant la formation des BGs (cf. synthèse chapitre 4).

2. Quelques clés de synthèse des cannelures de la Côte-Nord

2.1 Morphométrie et observations de terrain

D'après l'inventaire cartographique et les différentes observations de terrain des cannelures (BGs : *Bedrock grooves*) de la Côte-Nord, il nous est possible de mettre en avant certaines caractéristiques générales et certaines particularités de ces morphologies particulières d'abrasion. Il a été choisi d'évoquer dans cette partie certaines des grandes clés de synthèse de l'inventaire des cannelures afin d'éviter une redondance avec le chapitre 4, qui se veut être le chapitre final de synthèse sur les cannelures de la Côte-Nord.

Observations et particularités des Mégacannelures										
ZONE	A - Saguenay			B - Forestville		C - Baie-Comeau		D	E - Sept-Îles	
Nombre de MC cartographiés par zone	266			350		411		29	159	
Secteur	A1	A2	A3	B1	B2	C1	C2	Port-Cartier	E1	
	Baie des Rochers	Pointe-au-bouleau	Dunes de Tadoussac	Île du Cap Colombier	Anse à Norbert	Port de Baie-Comeau	Baie du Garde-feu et Anse de St-Pancrace		Rivière du Sault-plat	
Nombre de MC étudiées par secteur	33	45	35	25	46	27	80	26	54	
OBSERVATIONS	+++ : très présent ; ++ : présent ; + : peu présent ; NV : non vu ; ABS : absent									
Longueur moyenne (m)	56	101	57	52	45	72	82	42	111	
Longueur maximum (m)	186	276	142	106	117	122	194	86	247	
Pendage moyen (°)	7,8	8,2	13	10	4	17	12	1	10	
Orientation moyenne (°N)	112	104	132	144	139	109	151	133	177	
Formes d'érosion (stries, gouges, broutures, formes P)	+	NV	+++	++	+++	NV	+	NV	+	
Aligement avec MSGLS	OUI	ABS	ABS	ABS	ABS	ABS	ABS	ABS	ABS	
Effet focalisation	ABS	ABS	ABS	ABS	ABS	ABS	OUI	NV	NON	
Morphologie particulière des mégacannelures	ABS	Tremplin, épaulements	NV	ABS	Dissymétrie de l'ondulation	Troncature entre 2 champs à MC	Paroi verticale, épaulements	NV	NON	
Présence de cannelures sur les mégacannelures	ABS	ABS	ABS	Oui, à l'aval des MC	Oui, à l'aval des MC	NV	OUI	NV	Oui, sur toute la longueur des MC	
Morphologies des amorces	Aval pente type r. moutonnées	Cicatrice d'arrachements ou fractures	NV	ABS	R. moutonnées/dos de baleine	NV	NV	NV	NV	

Figure 68 : Tableau récapitulatif des morphologies et observations de terrain des BGs de la Côte-Nord par zone et par secteur. +++ : très présent ; ++ : présent ; + : peu présent ; ABS : absent ; NV : non vu.

Les BGs recensées le long de la Côte-Nord du Saint-Laurent sont au nombre de 1215. Sur cet échantillon, plus de 25%, soit 351 ont été étudiées plus en détail en carte et sur le terrain pour la plupart réparties en 9 secteurs. La longueur moyenne toutes zones confondues est plutôt homogène et inférieure à la centaine de mètres avec quelques maximales ne dépassant pas les 300 mètres. Le pendage est également homogène, avec une moyenne autour des 10°. L'orientation des BGs de manière perpendiculaire au 1^{er} ordre à la topographie de la côte (le plus souvent parallèle au trait de côte) suggère une phase de formation après le retrait du fleuve de glace du Saint-Laurent (Margold et al., 2015 ; Occhietti et al., 2022 ; Brouard, 2023). En d'autres termes, un fleuve de glace de largeur réduite serait incapable d'influencer une réorientation des flux glaciaires dans les zones à BGs. Cette observation est confirmée sur le terrain par le recoupement de stries orientées N80 par un autre jeu orienté N140 (sur les communes de Tadoussac et de Longue-Rive) dans les secteurs où se développent les BGs.

2.2 Significations de la distribution des BGs et particularités

Les BGs se développent sur les faces avals des escarpements (côté-avals) ou de proéminences topographiques marquées, soit (1) à l'aval de dos de baleine présentant des faces amont avec des formes P de type *furrows*, suggérant une réorientation locale des flux striateurs, (2) des obstacles topographiques plus larges à toit plat avec une amorce arrondie et (3) surimposant des obstacles peu profilés avec un ressaut conséquent, parfois discret, à l'amont (fractures, failles, arrachage de blocs), et possibilité d'un échappement latéral des eaux de fonte valable dans chacune des zones et secteurs. Les intersections de surface à BGs avec les toits montrent qu'il s'agit d'un profil rétrogressif venant de l'aval, car ces dernières ne sont pas amorcées sur le plateau en amont. La topographie exerce localement un contrôle semblable à ceux de la baie des Rochers ou de la baie des Anglais avec l'impact d'une constriction latérale du flux glaciaire. L'effet topographique exerce surtout un rôle lorsque l'épaisseur du glacier est suffisamment réduite pour que l'escarpement active significativement la réorientation de la décharge glaciaire à l'échelle d'un secteur (Amundsen & Carroll, 2018). En effet, si le contrôle topographique était dominant, on trouverait des BGs plus en amont des champs actuels, notamment dans le fond des baies.

On remarque sur les proéminences topographiques sans toit plat intermédiaire, un alignement des BGs avec les sillons (*furrows*) présents sur l'amorce à l'amont. D'autre part, on observe souvent le non-alignement des crêtes des BGs dans les cas où 2 champs de BGs se suivent dans la direction de l'écoulement (p. ex. : secteurs Dunes de Tadoussac et Port de Baie-Comeau). Il semble donc que la formation de ces champs soit indépendante l'un envers l'autre, et donc être considérée éventuellement comme deux épisodes de formations distinctes.

Ce cas est explicite pour les BGs du port de plaisance de Baie-Comeau avec deux systèmes imbriqués séparés par une troncature, le champ de BGs à l'amont à plus faible pente étant probablement le plus ancien, recoupé par le champ de BGs aval plus récent. Deux scénarios possibles sont proposés, chacun décomposé en deux phases abrasives diachrone. Le premier (figure 69 A) est marqué par une chute importante du niveau marin entre les deux phases abrasives (pouvant être séparées de plusieurs milliers d'années sur une même glaciation ou bien, de deux glaciations différentes). Cette variation couplée avec l'escarpement présent décale la zone de friction majeure plus en aval pour la deuxième phase. Elle conduit ainsi aux deux champs de cannelures amont/aval.

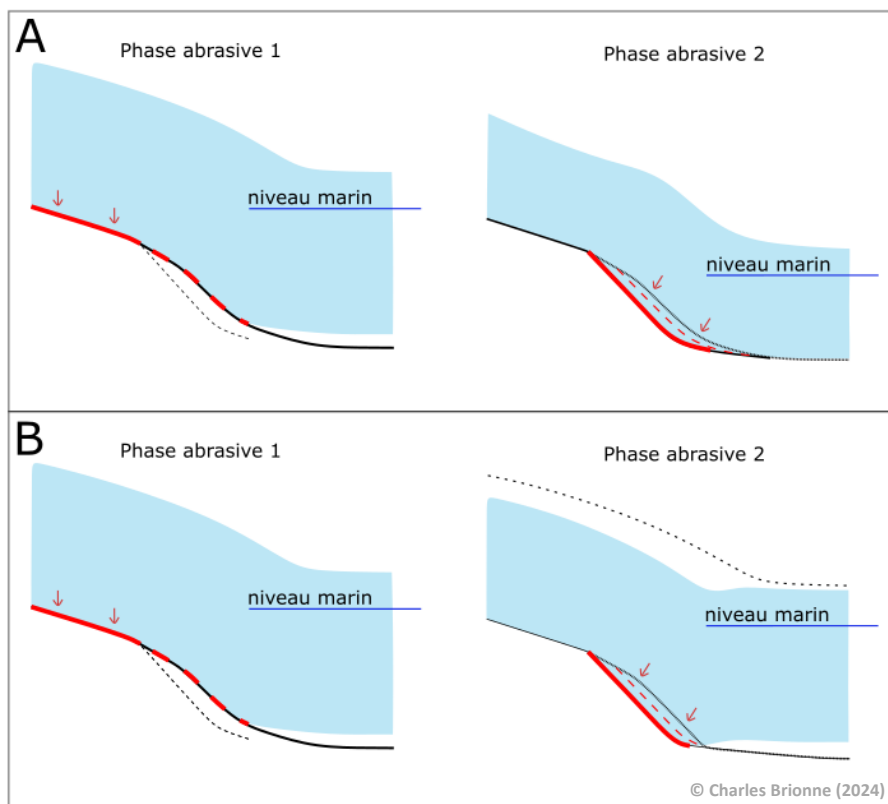


Figure 69 : Modèle de formation des BGs du port de plaisance de Baie-Comeau à deux phases d'abrasion distinctes. (A) Scénario avec deux niveaux marins différents et (B) scénario de surge glaciaire avec un amincissement de l'épaisseur du glacier et mécanisme de flexure basale. Les zones de friction basale sont indiquées par un trait rouge épais.

Le deuxième scénario (figure 69 B) propose deux phases abrasives à niveau marin équivalentes mais séparées par un événement de *surge* glaciaire. Cet événement entraîne un amincissement de l'épaisseur du glacier. Les travaux de Sayag & Worster (2011) montrent que le glacier forme une flexure lorsqu'il y a flottaison de la marge. L'appui est ainsi la friction basale du glacier qui s'exerce juste à l'amont de cette flexure. Ce deuxième scénario peut tout à fait se produire sur une même glaciation séparée seulement de quelques centaines d'années. Dans tous les cas, il s'agit d'un processus érosif rétrogressif de la marge glaciaire dans la zone de l'escarpement (gradient de profil = *graded profile*). La topographie joue ici un rôle dans le contrôle du marquage laissé par la dynamique glaciaire.

La signature des BGs semble très proche du modèle d'érosion par abrasion présentée par Krabbendam et al. (2016 ; figure 41 du chapitre 2), avec un profil transversal sinusoïdal plutôt homogène par champs de BGs. Cependant, certaines particularités ressortent, comme le toit plat des crêtes séparant deux BGs successives, ou encore les épaulements sur les flancs des BGs interprétés comme plusieurs générations de phases érosives dans ce type de système (figure 70). Ce scénario est expliqué par des concentrations différentes dans les flux d'eaux de fonte sous-glaciaires disposant de différentes concentrations en débris à chaque génération. Pourtant le pendage crêtes/creux semble identique, suggérant que le glacier suit un même profil, mais avec deux régimes d'abrasivité différentes et une tendance à l'encaissement du système.

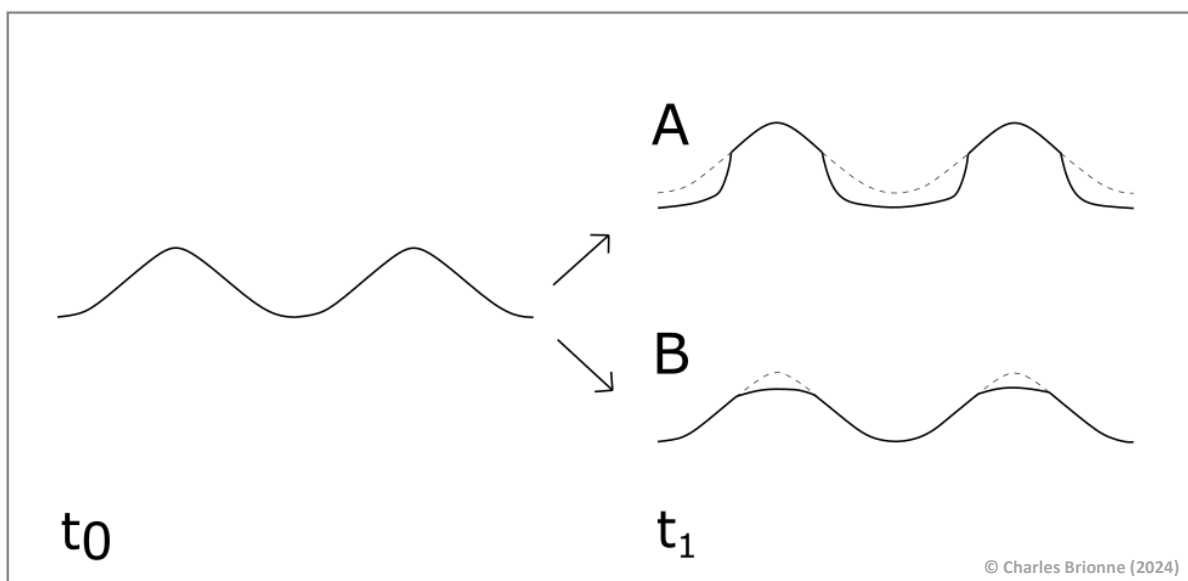


Figure 70 : Modèle explicatif de mise en place des épaulements sur les flancs de cannelures en deux phases abrasives (t_0 et t_1), soit (A) par surcreusement des cannelures existantes, soit (B) par rectification des crêtes de cannelures existantes.

L'aspect de focalisation de l'orientation des BGs n'est observé que trois fois dans notre étude, dans la zone de Forestville et dans celle de Baie-Comeau. Ces focus montrent le contrôle d'un héritage structural de l'escarpement en forme de baie ou d'anse, pouvant être comparé à un système de départ (*onset zone* : zone de départ d'un fleuve de glace) possiblement associée à un prisme de ligne d'ancrage à l'aval. La figure 71 montre ici un système norvégien comparable en dimension par rapport à celui de Baie-Comeau. Cette observation nous indique également un contrôle en aval du flux glaciaire. Cet argument est appuyé par la notion de marquage des BGs dans la pente descendante de l'escarpement de manière générale, sans être initié sur le plateau immédiatement en amont, et sans autres manifestations le long des escarpements plus élevés.

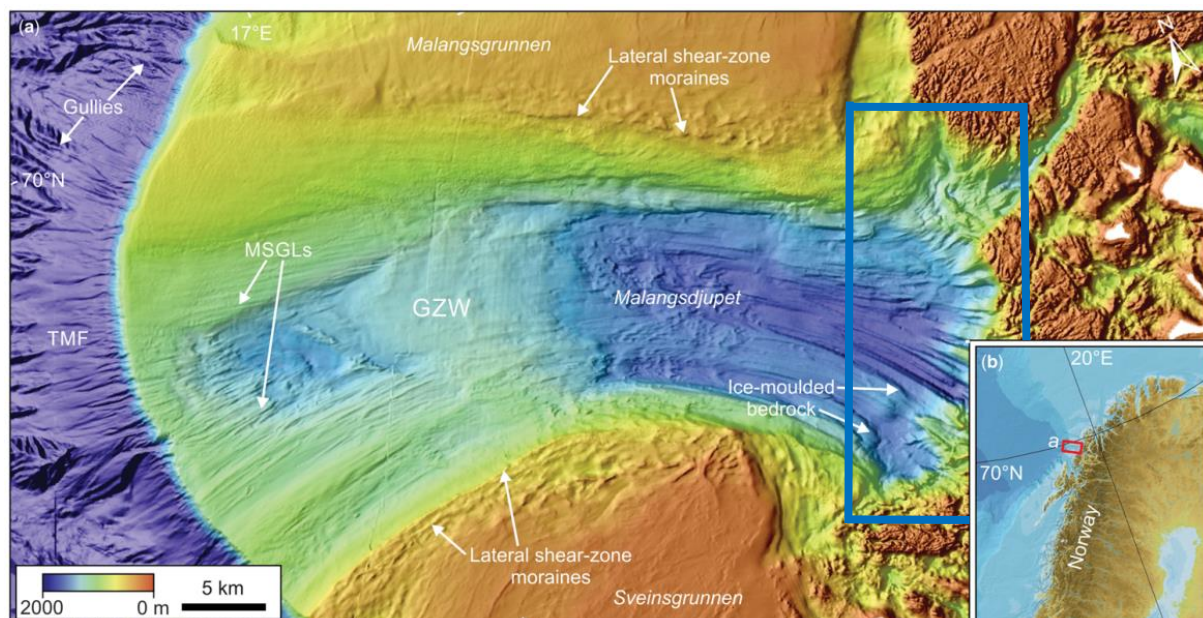


Figure 71 : Image bathymétrique multifaisceaux de la fosse transversale de Malangsdjupet sur le plateau norvégien, montrant la zone de départ (*onset zone*, encadré bleu) avec un profil rétrogressif atteignant le plateau (image fournie par le projet MAREANO) repris de Dowdeswell et al., 2016.

2.3 Formes d'érosion secondaires associées

On observe dans les champs à BGs, ou en périphérie, d'autres marqueurs de l'abrasion sous-glaciaire (p. ex. : cannelures de petites tailles, stries, broutures, gouges), mais aussi des formes d'érosion issues d'autres mécanismes, avec notamment ceux de l'hydrologie sous-glaciaire ou bien issues d'une rhéologie de glace basale plus molle et abrasive représentée par les formes P. On remarque que les BGs sont associées à des formes P sur la plupart des

secteurs, soit sur des champs immédiatement adjacents (Île du Cap Colombier), soit au sein même des champs de BGs (p. ex. : dunes de Tadoussac), voire mixtes (Anse-à-Norbert). Sur les crêtes et leur flanc, les formes P recourent ou sont recoupées par des morphologie issue de l'abrasion, ce qui suggère que ces zones ont subi des phases dominées par des mécanismes abrasifs, puis par des mécanismes d'érosion sous-glaciaires, avant ou après l'écoulement glaciaire à l'origine des BGs.

Nombre de formes P apparaissent également dans les inter-espaces à BGs et plus précisément, dans ceux séparant les morphologies proéminentes. Cela suggère une canalisation et une réorientation du matériel abrasif des formes P —que ce soit une eau de fonte chargée en débris sous-glaciaires ou une glace plastique— durant la phase de genèse des BGs (p. ex. : Anse à Norbert). Leur genèse est parfois favorisée par des fractures du lit glaciaire en amont ou d'autres caractéristiques influencent l'orientation du flux sous-glaciaire. On note la présence d'une particularité avec une BG de l'Anse-à-Norbert marquée par des formes P dans le sillon. Cette particularité est expliquée comme l'érosion de la BG vers l'amont (type *graded profile*) venant se raccorder sur une cavité sous-glaciaire capturant ainsi les eaux de fonte sous-glaciaire qu'elle contient.

Chapitre 4

Significations des cannelures de la Côte-Nord ?

ARTICLE POUR *Earth Surface Processes and Landforms*

BEDROCK GROOVES (BGs) OF THE QUÉBEC NORTH SHORE: THE IMPRINT OF A RETREATING TIDEWATER ICE-SHEET MARGIN

Brionne^{1,2}, C., Ghienne¹, J.-F., Lajeunesse², P., Couette^{2,3}, P.-O., Normandeau⁴, A. and Bernatchez³, P.

1 Institut Terre & Environnement de Strasbourg (ITES), UMR 7063, CNRS, Université de Strasbourg, Strasbourg, France

2 Département de Géographie, Université Laval, Québec, Canada

3 Université du Québec à Rimouski, UQAR, Québec, Canada

4 Geological Survey of Canada, Natural Resources Canada, Dartmouth, Nova Scotia, Canada

1. Introduction

Conditions of glacier flow near the grounding line of retreating marine-based ice-sheet margins control mass loss and sediment discharge to the oceans, global sea-level rise and patterns of deglacial sediment-landform assemblages, which provide a valuable proxy for inferring these past conditions (e.g. Stokes et al., 2015). The buttressing effect of an ice-shelf or sea ice (Wild et al., 2022), the role of deep subglacial basins in the development of instabilities (Pattyn, 2018; Rosier et al., 2021), the impact of tides on subglacial processes (Rosier and Gudmundsson, 2018; Padman et al., 2018) or enhanced melting driven by ‘warm’ oceanic currents (Chauché et al., 2014; Rignot et al., 2015; Beckmann et al., 2019), have all been the focus of recent development for explaining causes of accelerated mass loss around present-day marine-based ice sheets. These elements contribute to set the boundary conditions for glacier flow, which on a large scale, has to transitions from a flow dominated by shear stresses and limited basal slip to a new configuration where extensional stresses prevails and basal friction decrease while slip is significantly increasing (e.g., Bindschadler et al., 2011; Arthen et al., 2015; Raganathan et al., 2020). At the local scale, glacier flow is also significantly impacted by the nature, roughness and spatial distribution of the substrate type — hard vs. soft deforming beds—, all three components interacting with boundary conditions and subglacial hydrology to set processes of the basal slip (e.g., Smith et al., 2013; Christianson

et al., 2013; Parizek et al., 2013; Sergienko et al., 2014; Leguy et al., 2014; Zoet and Iverson, 2015; Joughin et al., 2019; Hoffman et al., 2022; Horgan et al., 2020; Warburton et al., 2020). Subglacial to ice-contact topographies, either in the form of bedrock bumps or depositional grounding-zone wedges —both providing adverse slopes —, are recognized to generally favor initial grounding and then instabilities that, once triggered, migrate up-glacier and enhance mass-loss acceleration (Pfeffer, 2007; Katz and Worster, 2010; Enderlin et al., 2013; Amundson and Carroll, 2018; Bart and Tulaczyk, 2020; but see also Gudmundsson et al., 2012; Feldmann and Levermann, 2023). At grounding lines over areas where the bed gradient is oriented down glacier, destabilization events may still occur but are less frequent (Sergienko and Wingham, 2020).

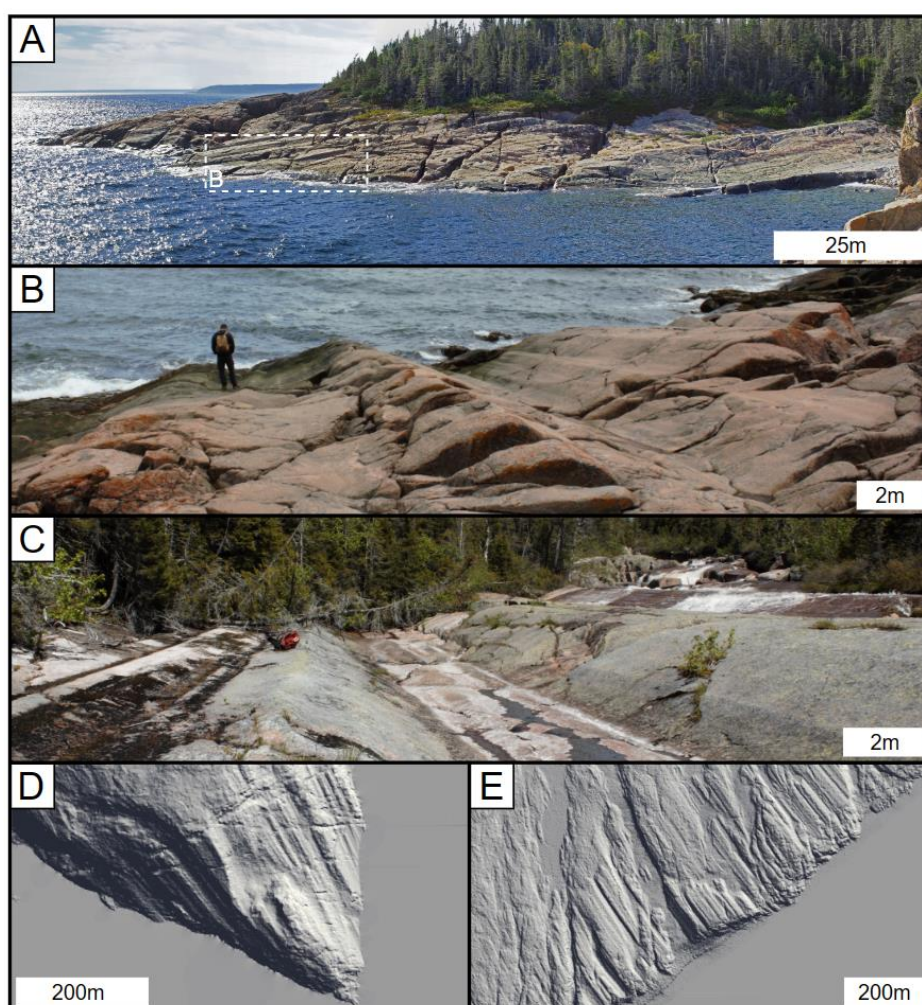


Figure article n°1. Bedrock grooves of the Québec-North-Shore as they appear in the field (A-C) and from Lidar data (D, E). (A, B) BGs of Cap Colombier; (C) BGs of Sault-Plat river (cf. Figure 7 for locations). (D) BGs set between Anse St-Pancrease and Baie du Garde-Feu ; Baie-Comeau, (E) Bgs set next to Pointe-Orient ; Forestville (cf. Figure 6 for locations).

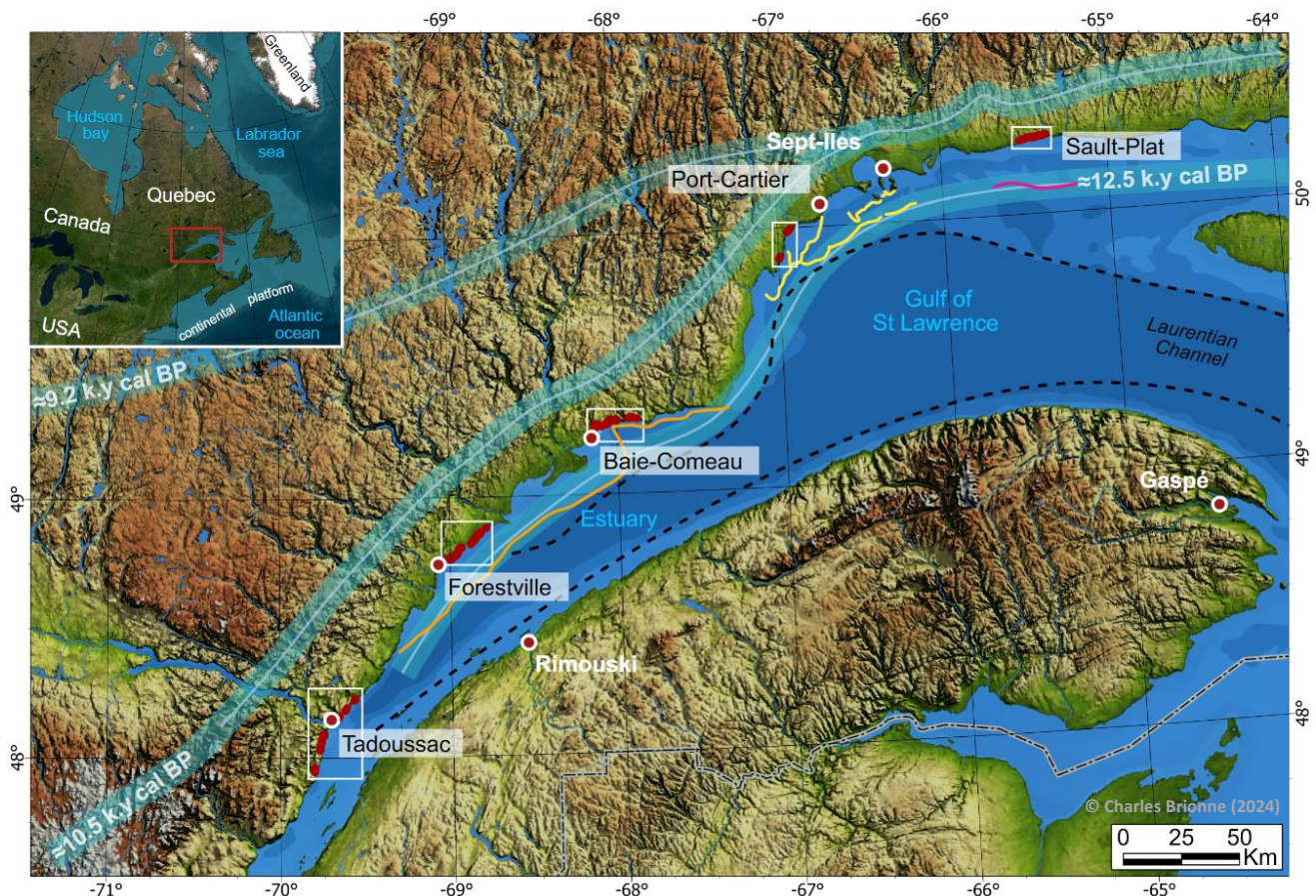


Figure article n°2. Name and location of the five BG sets (white boxes) mapped along Québec-North-Shore (Eastern Canada), from Tadoussac at the mouth of the Saguenay Fjord to the east of Sept-Îles. Thick pale blue lines represent three successive ice fronts during the post LGM recession (Dredge, 1976; Dietrich et al., 2017; Lajeunesse et al., 2013; Occhietti et al., 2011). The purple segment, off the Sault-Plat BG set, positions a submerged subglacially-streamlined cuesta relief form (details in Figure 8E); the yellow lines in off Sept-Îles and Port-Cartier mapped grounding-zone wedges and morainal banks reported in Lajeunesse et al. (2019); the orange line marks the outer outline of a depositional coastal shelf (Normandeau et al., 2015) and the black lines marks the limits of the Laurentian Channel (Eyles and Putkinen, 2014).

Identifying ancient ice-marginal domains and their related grounding zones in the morphostratigraphic record is relatively straightforward when the substrate is dominated by soft sediments. In this case, depositional/deformational landforms marking former grounding-line retreats are well documented (Dowdeswell et al., 2016, 2020; Brouard and Lajeunesse, 2019; Bart and Tulaczyk, 2020; Couette et al., 2023). Grounding-zone wedges, megascale glacial lineations and other landforms such as tidal ridges, or sets of recessional moraines allow their identification, respectively in fast- and slow-moving parts of marine-based ice-margins. In contrast, the signature of former ice-marginal domains is more elusive when considering hard-bed dominated substrates, where depositional wedges that could have outlined a past ice-sheet margin may be absent (i.e., non-deposited, reworked or buried).

Fields of roches moutonnées, rock drumlins, bedrock megagrooves, whalebacks or sichelwannen, which are usually understood as markers of high ice-flow velocities, do not allow to infer any ice-marginal outline at time of their formation (Graham et al., 2009; Krabbendam et al., 2016; Ottesen et al., 2016). Here we describe assemblages of large-scale bedrock grooves (BGs) displaying 0.5 to > 2m depths, wavelengths in the 1-25 m range, and lengths of tens to hundreds of meters (Figure. 1). They typify the present-day bedrock-dominated coastal domain of the Québec-North-Shore (Figure 2), were essentially formed by subglacial abrasion in an ice-marginal setting, and display no or subordinate contribution of other processes such as plucking or erosion by meltwater flows —two other process often invoked in the formation of bedrock (mega-)grooves and other streamlined bedforms on hard beds (Krabbendam and Bradwell, 2011; Newton et al., 2018, 2023; Shaw et al., 2020; Evans et al., 2023; Skyttä et al., 2023). In addition, the distribution in space and elevation of these bedrock grooves from the regional (>500 km) to the local (<1 km) and outcrop (<0.1 km) scales allows to specifically link their formation process to a very latest Pleistocene marine-based ice-sheet margin setting.

2. Methods & data

Various datasets were used to construct the topo-bathymetric maps required for the analysis of glacial bedforms located in the proximity of the present-day shoreline. The main dataset is a high-resolution (1 m) terrestrial LiDAR Digital Elevation Model (DEM) (<https://www.foretouverte.gouv.qc.ca>) that can be used for systematic BGs prospection onshore. LiDAR coverage is available up to ~100 km inland. A second dataset consists in a bathymetric DEM derived from non-navigational data (NONNA) from the Canadian Hydrographic Service and available at the 10 m or 100 m resolution (<https://data.chs-shc.ca>). A third dataset collected during an oceanographic campaign (2020) provides a higher resolution (1 m) bathymetric map for the Baie-Comeau area (e.g. Baie-des-Anglais). Numerical datasets were integrated for post-processing in ArcGISPro and QGIS geographic information system (GIS) softwares. Onshore, field observations, in some case assisted by drone photography, allowed identifying the characteristics and specific geomorphic properties of the BGs on a smaller scale, as well as the variety of associated subglacial bedforms.

3. Context

3.1. Geology

The Québec-North-Shore geology is characterized by basement rocks of the Canadian Shield (Grenville Province) that essentially outcrops onshore, and Paleozoic strata of the St-Lawrence Platform that prevail offshore, either as submarine outcrops or covered by Quaternary to Holocene deglacial sediments (Figure 3). Paleozoic strata consisting mainly of Ordovician carbonates are, however, preserved onshore as scattered outcrops (e.g. near Port-Cartier, Martignole and Nantel, 1989; or more largely in the Mingan area). They also characterize the Mingan and Anticosti islands in the St-Lawrence Gulf (Desrochers et al., 2023). In map view (blue dotted line in Figure 3A), the boundary between the basement rocks and the Paleozoic strata, as well as fault sets more or less parallel to the Québec-North-Shore, are generally considered to reflect a Neoproterozoic-Cambrian rift system linked to the opening of the Iapetus Ocean (Du Berger et al., 1991; Cousineau and Longuépée, 2003; Brisebois et al., 2003; Lowe et al., 2018; Verdecchia et al., 2022). The basal thrust of the Appalachians, in some cases referred to as the Logan fault, lies more to the south within the estuary and gulf (Pinet et al., 2013). Rift-related faults have been potentially reactivated during the Appalachian Orogeny (Silurian-Devonian; Sasseville et al. 2012), more surely during Jurassic rifting events (Carignan et al., 1997; Tremblay et al., 2003, 2013), or during Late Jurassic to Cretaceous inversions (Tremblay et al., 2013). Neotectonics and recent seismic activity is noteworthy (Du Berger et al., 1991; Locat and Levesque, 2009; Normandeau et al., 2015; Verdecchia et al., 2022). Some of the faults of the Québec-North-Shore might have been recurrently reactivated throughout the Quaternary in relation with repeated glacio-isostatic readjustments.

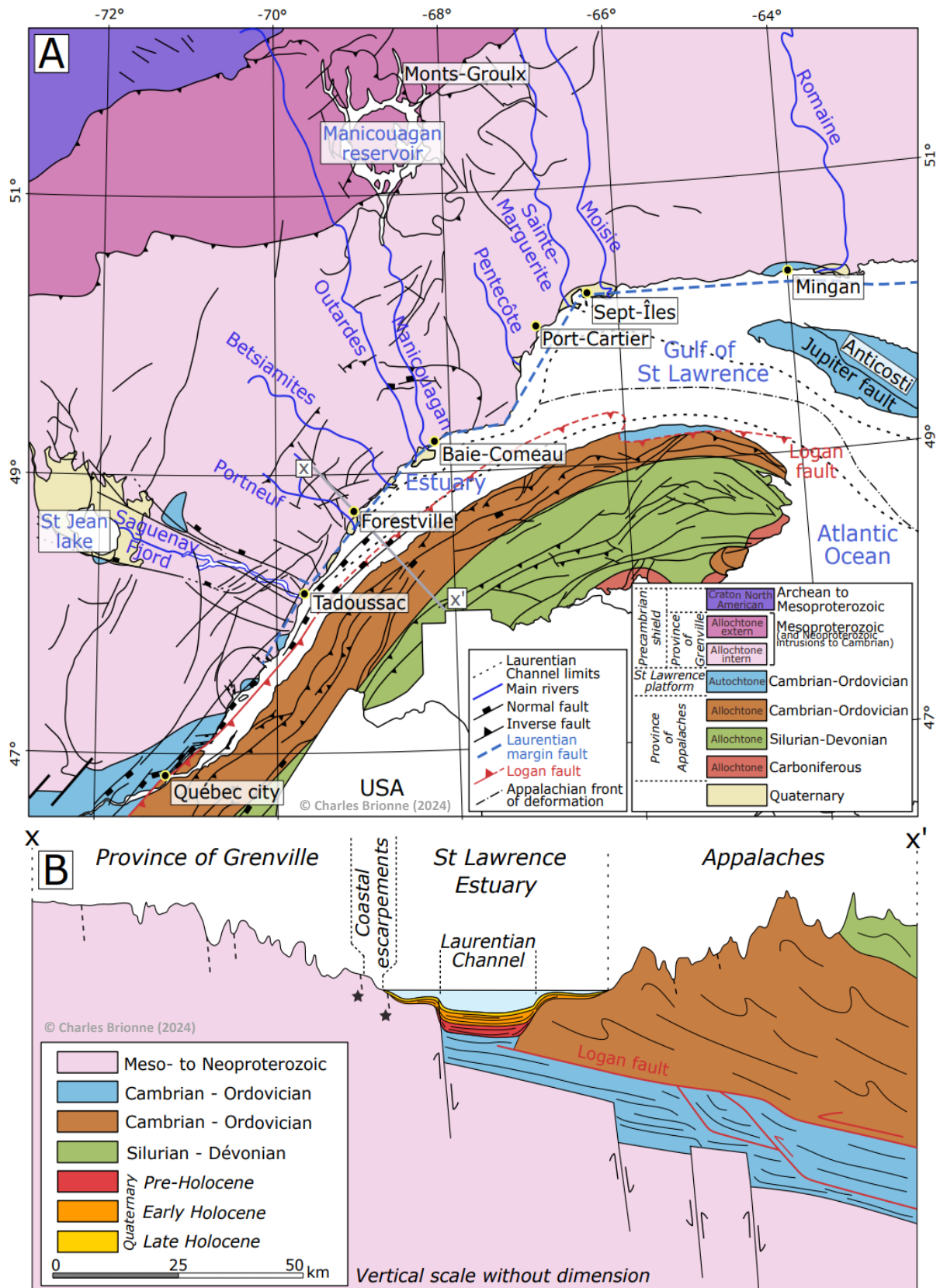


Figure article n°3. Geological sketch map (A) and cross-section (B) of the St. Lawrence Estuary and Gulf. The Québec-North-Shore runs south of the Canadian Shield from Québec City and down to the east of Sept-Îles via Tadoussac and Baie-Comeau, following a tectonic feature understood as the Laurentian margin of the Neoproterozoic-Cambrian Iapetus Rift (blue dotted line). Fault reactivation and uplift and erosion events resulted in a series of coastal escarpments, over which BGs were imprinted (black star in B).

3.2. Physiography

Inland, the Québec-North-Shore shows a succession of stepped escarpments making a transition from 400-600 m high plateau areas to the current shoreline (Figure 4). Escarpments are set in Proterozoic basement rocks and reach individually between 10 and 150 m in height.

In general, they do not correspond strictly to any particular fault line. Taken together, they are instead interpreted as resulting from a succession of uplifts and intervening planation events linked to the Meso-Cenozoic polyphased tectonic evolution, as it is recognized for comparable case studies (e.g. Green et al. 2018).

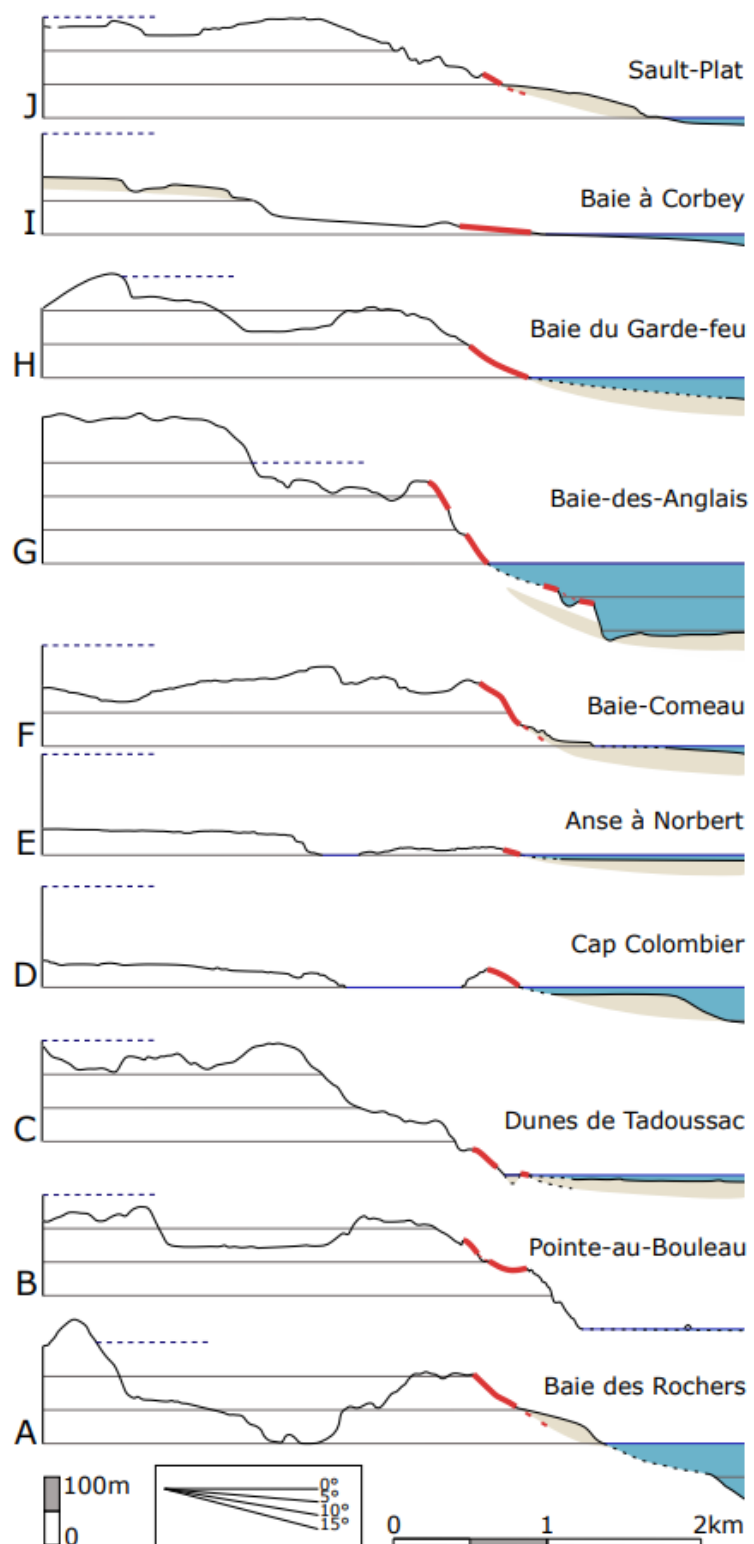


Figure article n°4. Topographic profiles across the coastal escarpment of the Québec-North-Shore (locations in Figure 6). The BG extent is highlighted by the red line. The blue dotted line at 150 m asl is a representation of the marine limit in the 130-150 m range at the regional scale (A-C: 3 segments in the Tadoussac BG set; D, E: Forestville BG set; F-H: Baie-Comeau BG set; I: Port-Cartier BG set; J: Sault-Plat BG set). The grey pattern is for sediment wedges.

Offshore, the physiographic setting is dominated by the Laurentian Channel (Figures 2 and 3A), a major bathymetric feature for which the relative contribution of tectonics, fluvial erosion and glacial downcutting remains unclear in the study area (Tremblay et al., 2003; Duchesne et al., 2007; Leng et al., 2018). Deep erosional troughs, progressively shallowing-up from the estuary to the gulf, and in part filled in by Quaternary sediments, characterize an otherwise irregular basement top (Duchesne et al., 2010; Normandeau et al., 2017). Three physiographic configurations are recognized off the present-day shoreline: (1) the shoreline is positioned along a major (>100 m) escarpment, representing in this case the northern margin of the Laurentian Channel (Pinet et al., 2011; Normandeau et al., 2015); elsewhere, a coastal platform does exist in between the shoreline and a break-in-slope plunging into the Laurentian Channel. The platform is either (2) a narrow (< 20 km) depositional domain accommodating in particular the post-LGM deltaic sedimentation in the estuary (Figure 2, orange line; Pinet et al., 2011; Duchesne et al., 2010; Dietrich et al., 2017a, 2020; Normandeau et al., 2017), or (3) an essentially erosional domain, the width of which is > 50 km, characterized by submerged cuesta-like systems set in Paleozoic rocks throughout the inner part of the gulf (red line in Figure 2). This sedimentary bedrock is concealed beneath a relatively thin and discontinuous deglacial sediment cover on which glacial lineations have been imprinted orthogonally to the shoreline (Lajeunesse et al., 2013, 2019). This platform domain is in continuity with outcrops of Anticosti Island 100 km to the east (Eyles and Putkinen, 2014; Hétu et al., 2023). The present-day tidal range along the Québec-North-Shore is around 3 to 6 meters.

3.3. Deglaciation

During the LGM, the study area was entirely covered by the Laurentide Ice Sheet (LIS), the margin of which reached the continental shelf break at ~1000 km to the east (Dalton et al., 2020; Dykes et al., 2004; Occhietti et al., 2011, 2022; Shaw et al., 2006). In the early stages of the ice-sheet recession, the St. Lawrence Gulf is usually viewed as hosting an ice stream flowing into the Laurentian Channel from the LGM to around 17 kyr cal BP (Brouard, 2023; Margold et al., 2018; Leng et al., 2018; Shaw et al., 2006). The St. Lawrence Gulf and then the St. Lawrence Estuary opened up to the sea from around 15 to 13 kyr cal BP (Brouard et al., 2016; Brouard, 2023; Occhietti et al., 2011, 2022; Shaw et al., 2002, 2006; Couette et al., 2023). The southern margin of the Québec-Labrador Sector of the LIS was no longer

constrained by the ice flow in the Laurentian Channel (Brouard, 2023; Occhietti et al., 2011, 2022) and developed as a vast marine-based ice margin running more or less parallel to the present coastline.

Around 12.5 kyr cal BP, the LIS margin was still marine-based along the entire Québec North Shore, with ice-sheet fronts being located in average several tens of kilometers from the present-day coastline (Figure 2; Dykes et al., 2004; Lajeunesse and St-Onge, 2013; Lajeunesse et al., 2014, 2019; Margold et al., 2018; Occhietti et al., 2011). A time-transgressive succession of ice-marginal depositional landforms such as morainal banks and grounding zone wedges were constructed during deglaciation of the inner gulf and estuary, with the related sedimentary wedges generally resting on bedrock bumps and bathymetric highs (yellow lines in Figure 2; Lajeunesse, 2016; Lajeunesse et al., 2019; Dietrich et al., 2019). It took ~1000 to 2000 years for the LIS margin to become fully continental (Figure 2; Occhietti et al., 2011) after a transition phase characterized by the development of submarine fans and then glaciofluvial deltas (Dietrich et al., 2017b, 2019). From the Saguenay Fjord to the Sept-Îles area, marine limit was at ~130-150 m (Figure 4; Brouard, 2023; Occhietti et al., 2022; Tarasov et al., 2012; Vacchi et al., 2018), defining the maximal elevation of the Goldthwait Sea.

The active progradation of deltas and of stepped beach ridge systems built at lower and lower relative sea levels resulted in the deposition of extensive forced-regressive coastal sediment wedges (Figure 5D; Dietrich et al., 2017b, 2020, Normandeau et al., 2017), the thicker and longer-lived of which being positioned at the mouth of the large structural valleys draining the hinterland (Figure 5A-C; Lajeunesse et al., 2014; Lenz et al., 2023).

Owing to the glacio-isostatic readjustment, the Québec-North-Shore experienced continuous uplift during most of the Holocene. It has resulted in systems of beach ridges stepped from marine limit to the present shoreline, and in truncations of the deglacial sedimentary wedges (fluvial incisions, coastal cliffs and wave-cut platforms; Dionne, 1996; Bernatchez et Dubois, 2004; Bernatchez et al., 2021). The Grenvillian bedrock outcrops along the coast everywhere the sediment cover was thin — and then eroded — or absent, i.e., between the largest deltaic wedges (Normandeau et al. 2017; Dietrich et al., 2017b, 2020). Coastal erosion mainly affects Quaternary sediments with minor impact on rocky coasts,

which have preserved pristine glacial pavements — amongst which are the bedrock grooves described here (Figures 1, 6, 7 and 8)

4. Results: Bedrock Grooves (BGs) of the Québec-North-Shore

A total of 1,212 crestlines delineating as many BGs was mapped from the Tadoussac area in the SE, down to a portion of the Québec-North-Shore at 70 km east of Sept-Îles (Figures 5E and 6). The mapped BGs are very closely associated with the present-day coastal zone. Onshore, all of the BGs are located in a very consistent elevation range characterized by a vertical (present-day) distribution never exceeding 136 m asl. No BGs were identified either at higher altitudes in the coastal domain, or on any of the other escarpments located further inland (<50 km) from the coastline. However, submarine BGs have also been mapped underwater (Fig. WW, F), down to at least 50 m bsl. Therefore, BGs could extent as submarine landforms, especially wherever BGs at the shoreline are seen ‘plunging’ below sea level (Fig. 1 and Fig. WW B, C, D). BG orientations are independent of both the structural grain and lithological heterogeneities imposed by the basement rocks on which they are imprinted.

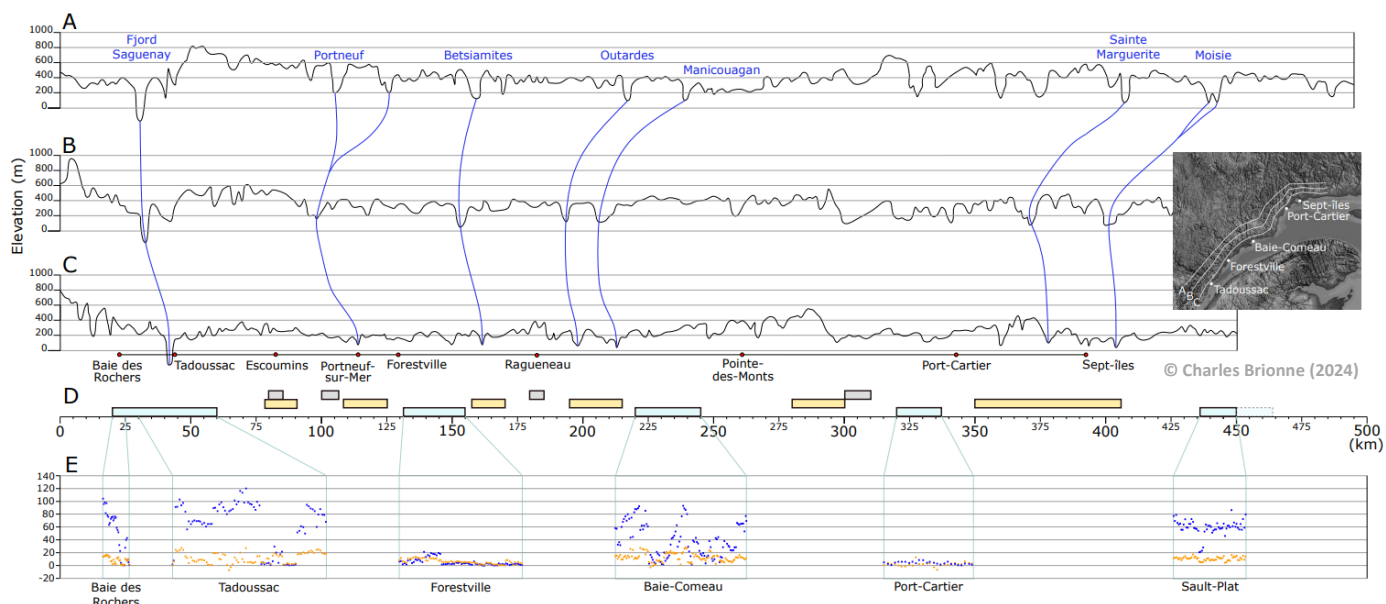


Figure article n°5. Distribution of the BG sets in their physiographic setting. (A-C) Elevations in the hinterland of the Québec-North-Shore, including locations of the major rivers occupying structural valleys. (D) Location of BG sets (blue boxes), extensive fields of p-forms (grey boxes) and intervening large-scale deltaic complexes linked to major rivers. BGs occur along distinctive segments in each set (cf. Figure 5). (E) Mean elevation (blue dots) in meters and slope (orange dots) in degrees of the 1,212 BGs (horizontal spacing is arbitrary within individual BG sets).

4.1. Distribution in map view

At the regional scale (<500 km), BGs are distinctively grouped into five individual localized ensembles, each in the 17-40 km width range, namely the Tadoussac, Forestville, Baie-Comeau, Port-Cartier and Sault-Plat sets (Figures 2, 4E and 6). With the notable exception of the Tadoussac set, where BGs are positioned on both sides of the mouth of the Saguenay Fjord — the only fjord of the Québec-North-Shore (Locat and Levesque, 2009) —, BG sets preferentially occupy zones away from the mouth of the large structural valleys (Figure 4). The Sault-Plat set extends more to the east but was outside the available LiDAR coverage.

Within any single BG set, individualized segments are recognized at the kilometer-scale, within which BGs are less to more densely packed (Figure 6E, H, I, and D, G, J, respectively) and between which BGs are not observed (Figure 6B, C, D, G). BG segments show variable organizations. In most common cases, BGs are associated with somewhat continuous rectilinear segments, where they are strictly parallel to each other over several kilometers and are generally oriented almost orthogonally to the shoreline (Figures 6D-south, E, J and 7). BG segments also frequently characterize areas around relatively deep re-entrant of the coastline (Figure 6A, B-north), including the St. Pancrace fjord (Figure 6G-west). In this configuration, BGs remain essentially parallel to each other and were preferentially imprinted on both sides of the re-entrant, of which they are interestingly absent. In two cases (Figure 6D-north, G-east), BG segments are associated with a slightly concave coastline, where BG orientations display a gentle radial pattern converging on a point a few kilometers offshore.

Some of the BG sets are positioned 10-30 kilometers up-ice of well-defined grounding-zone wedges, morainal banks or glacially lineated submarine cuesta identified across the coastal shelf (Port-Cartier and Sault-Plat BG sets; Figure 2). This association is, however, not systematic. Indeed, such landforms may lack downstream a BG set; alternatively, no BG occur up-ice of some of these landforms. Moraine outlines may also be spatially coincident with BG sets, yet in most case this spatial association is not recognized. The Baie-des-Anglais case study displays a very specific landsystem associating a large-scale re-entrant, strongly converging ice-flow patterns, curved BGs and a well-defined underwater grounding-zone wedge (Figure

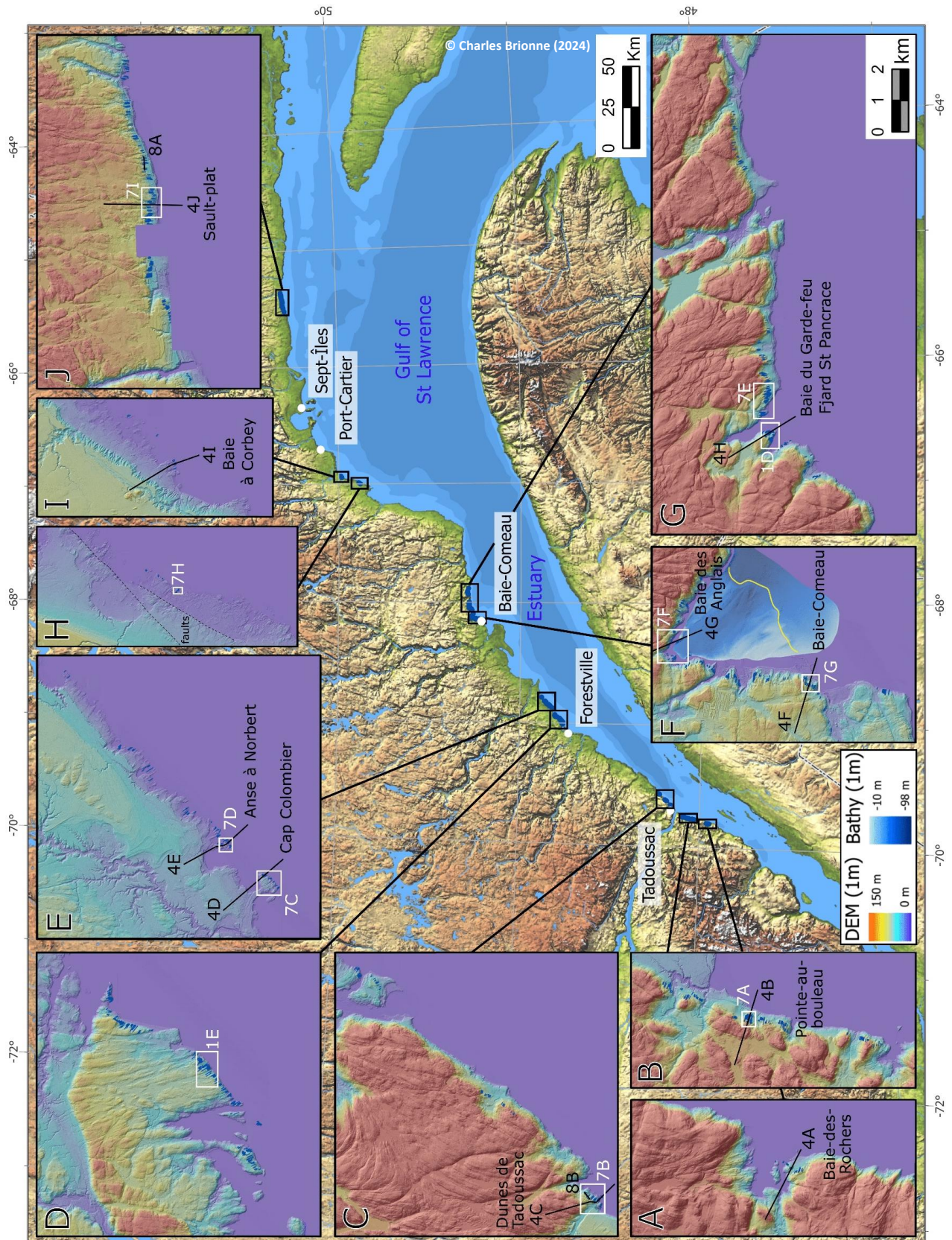


Figure article n°6. Mapping of all the BGs (blue lines) defining 5 BG sets: Tadoussac (A-C); Forestville (D, E); Baie-Comeau (F, G); Port-Cartier (H, I) and Sept-îles (J). BG sets are further subdivided in BG segments of small extent, the detail of which is given in Figure 7 (white boxes). Black segments locate cross-profiles shown in Figure 4. In F, the yellow line positions the front of a grounding-zone wedge (cf. Figure 2; Lajeunesse et al., 2019).

6F). Temporal and genetic relationships between these features remain unclear and might not be representative of the formation process of the BGs at the scale of the Québec-North-Shore.

4.2. BGs viewed on topographic profiles

BGs most often characterize, and superimpose the down-flow side — i.e., lee-sides — of a great variety of rock knobs, including whaleback, all representing prominent, more or less relic morphologies shaping the coastal escarpment and reshaped by the process of BG formation (Figures 6, 9 and 12 and 7). None of the up-ice slopes — i.e., stoss sides — of nearby bedrock bumps, display BGs. Cross-profiles (Figure 4) show in addition that rock knobs and associated BGs (i) mark the first significant slopes facing the submerged continental shelf, (ii) develop over a ~10 (Figure 4D, E, I) to 100 m (Figure 4A, F, G, H) height range, (iii) displays an overall concave-up configuration (Figure 4A, B, G, H), and (iv) frequently show an abrupt down-ice termination immediately upstream a subvertical bedrock step (Figure 4B, G and Figure 7A, B, I). In a unique case study (Figures 4B and 7A), a well-defined concave-up profile ends in a short section, the downstream toe of which faces up-ice.

Three main situations are observed at the up-ice end of BG systems. In the first, BGs suddenly start occurring at some point within a relatively linear escarpment, where a spur facing the descending ice flow is observed at the BG head point (Figures 1, 4B, C, H, J, and 7). In the second, erosion surfaces hosting BG systems sharply intersect a more or less horizontal plateau area, which does not display any clear streamlined bedforms (Figure 4A, F, G and Figure 7B, C, I, G). A third configuration arises where BGs are observed on the down-ice sides of more or less isolated, prominent, topographical features (Figure 7D).

In a single BG segment, the grooved surface is not concave-up and instead exhibits two planes with distinct dips (Figures 4F and 7G) and an intervening rather linear break-in-slope. The latter bounds an upper slope with a relatively small angle (10-15°) and a lower slope with a higher angle (26°). In this case, BGs of the upper and lower slopes appear to not be in phase, the grooves imprinted on the upper slope being aligned with crests on the lower slope. A comparable crest-to-crest phase shift is observed in the Tadoussac set, where the overall concave-up configuration in fact displays two sections. Unexpectedly, the head of the

downstream section is 2-3 m higher than the down-slope toe of the upstream section (Figure 7B). Furthermore, grooves of one section are aligned with crestlines of the other.

4.3. Morphometrics and cross-profiles

LiDAR mapping was used to extract specific morphometric characteristics of 371 of the 1212 BGs (Table 1). BGs segments exhibit parallel crests and troughs forming undulating surfaces (Figure 8) characterized by a mean slope of 9° . BG length is relatively uniform, with an average of 70 m and maximum lengths not exceeding 300 m (Table 1). Wavelengths range from one to several meters, rarely exceeding 25 m (Figures 1, 7 and 8). Depths of the smallest BGs are less than one meter, while the largest BGs display amplitudes reaching 5 m (Figures 1, 8 and 9). Crestlines are typically triangular but slightly rounded in cross-section; troughs are either triangular as well or display flat bottoms (Figures 1D and 9A). Small-scale grooves generally ornament the bottoms of the troughs and the sides of adjacent ridges (e.g. Figure 1B). Subvertical to vertical ridge sides are not uncommon, and overhanging profiles can be observed in a few places (Figure 9). Well-defined shoulders can be seen where a vertical side joins a subhorizontal surface (Figure 9B) via a convex inflexion. Shoulder usually display a symmetric and periodic arrangement (e.g. crest/shoulder/trough/shoulder/crest...) on surfaces dipping down-ice. If cut into a bedrock surface dipping parallel to the azimuth of the coastal escarpment (e.g. the side of a re-entrant), successive shoulders and intervening concave erosion surfaces result in a topography reminiscent of giant staircases oriented orthogonally to the ice flow (the stepped profile of Newton et al., 2023; Figure 9D). In rare cases, BGs were formed along vertical to overhanging walls (Figure 9E).

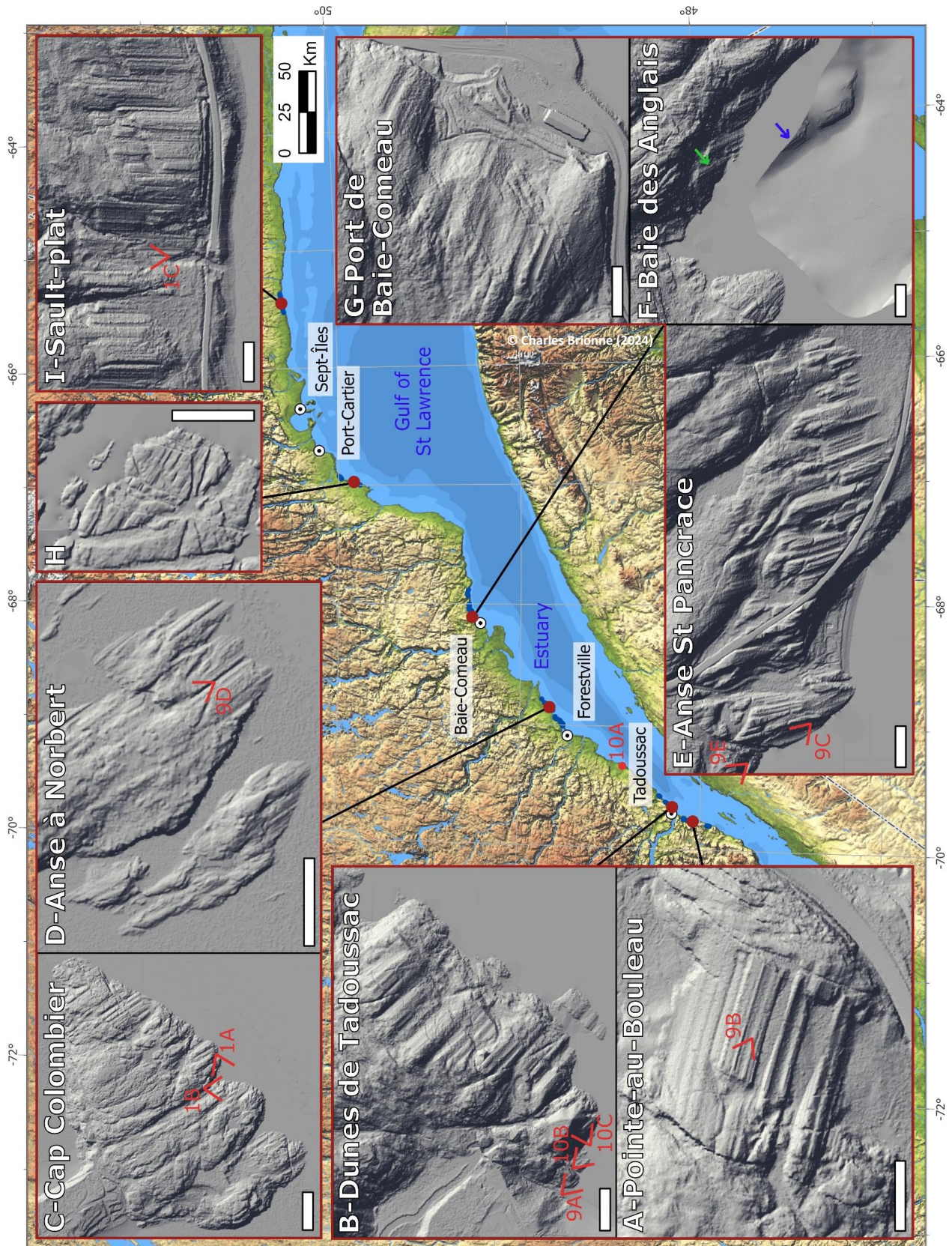


Figure article n°7. LiDAR maps showing details or BG organization at the BG segment scale (see location in white boxes of Figure 6). In F —where lidar and bathymetric data have been associated), BGs are identified both onshore and offshore, respectively pointed by a green and a blue arrow. Red sectors position photographs shown in Figures 1 and 9.

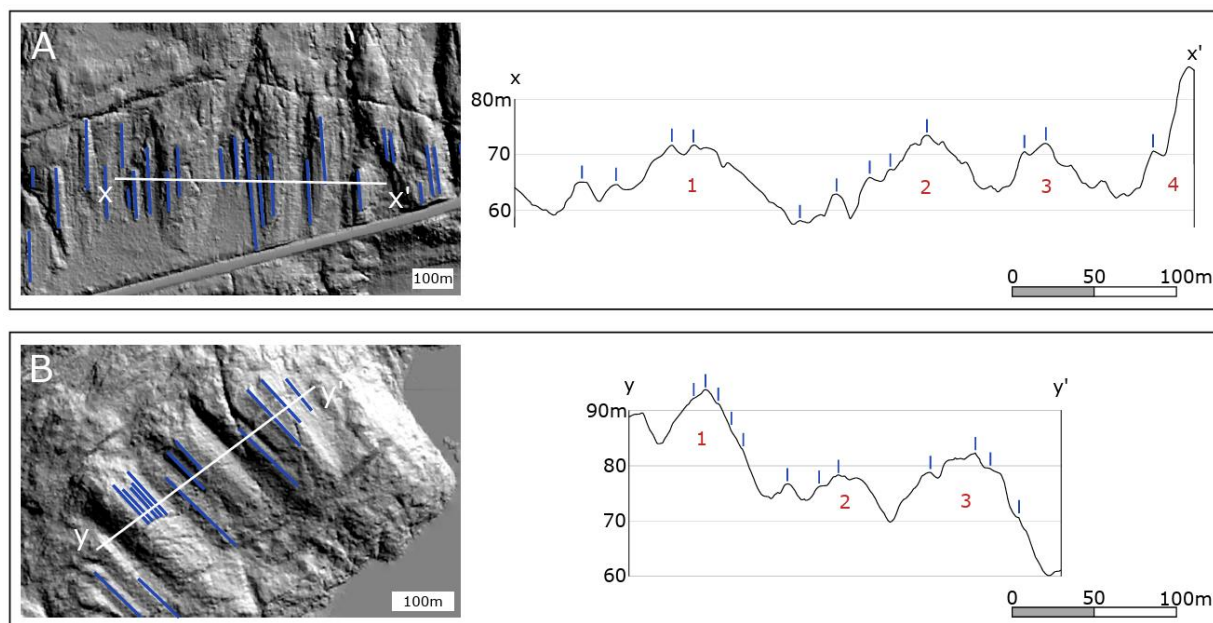


Figure article n°8. Cross-profiles within BG segments. Blue marks point to crests bounding intervening BGs. BGs tend to prevail upon larger-scale bedrock knob (numbered in red), which are one order larger and are suggested to be essentially inherited features. BGs are less frequently observed in the space between the preferentially grooved bedrock knobs. On low-resolution data (e.g. bathymetric surveys), these spaces might appear as megagrooves, while smaller BGs comparable to features as those of the Québec-North-Shore will not be identifiable.

BGs set	Tadoussac	Forestville	Baie-Comeau	Port-Cartier	Sept-îles
Megagrooves mapping with LiDAR data	266	350	411	26	159
Megagrooves studied	113	71	107	26	54
Mean length (m)	71	49	77	42	111
Standard deviation	54,7	25	41,2	20,2	41,4
Maximum length (m)	276	117	194	86	247
Mean slope (°)	10,4	6,6	14,1	1,3	10,2
Standard deviation	7,2	2,3	6,4	3,3	3,0
Map Figure 6	A,B,C	D,E	F,G	H,I	J
Map Figure 7	A,B	C,D	E,F,G	H	I

Table article n°1. Morphometrics of the BGs

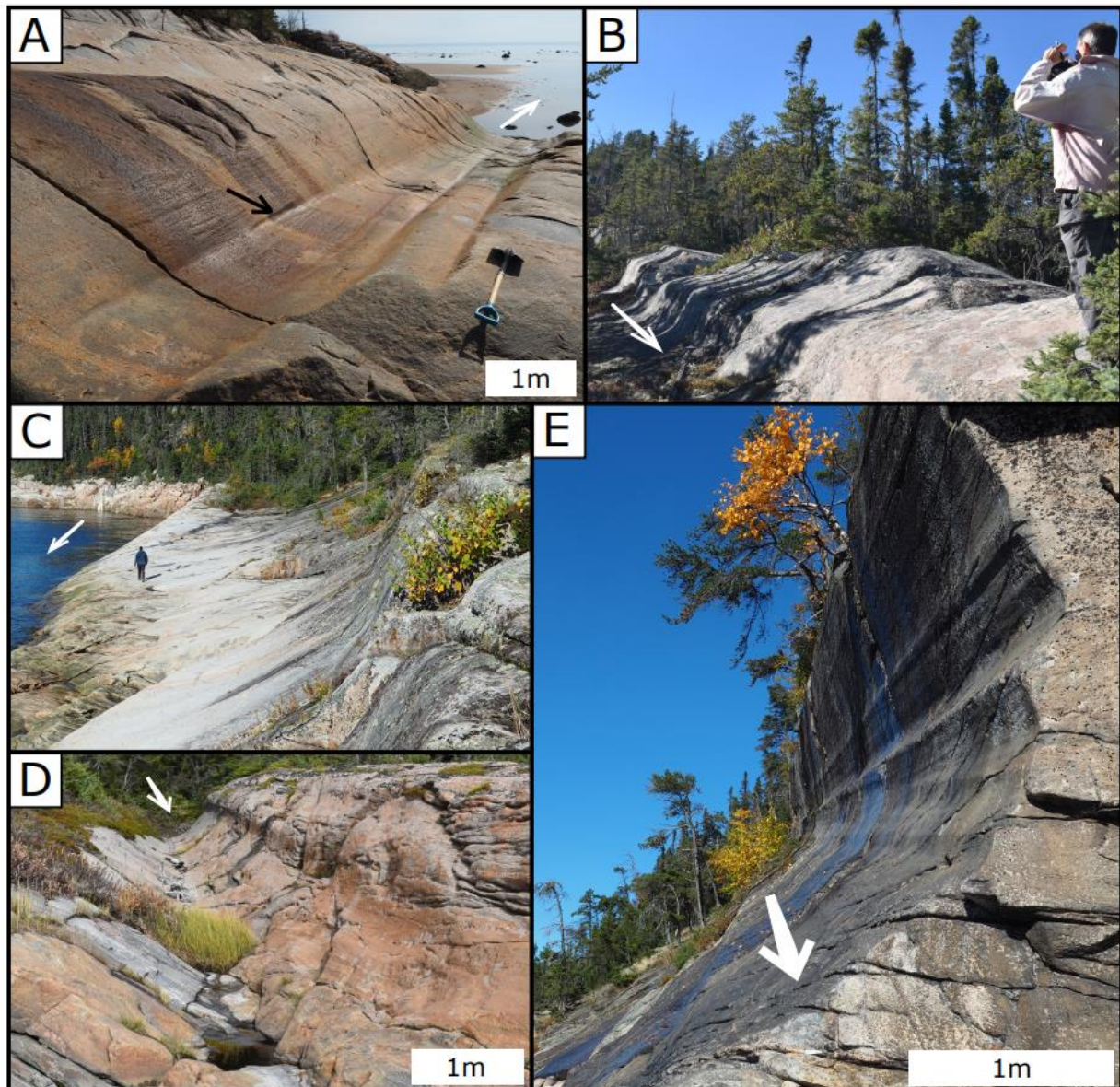


Figure article n°9. Specific features associated to BG erosion (see locations in Figure 7). (A) An individual BG, at the bottom of which a small-scale p-form was superimposed on the groove cross-profile (arrow) and has later been truncated by rejuvenated abrasion (1.2 m-long shovel for scale). (B) A crested ridge displaying sharp shoulder geometries suggesting several, yet parallel phases of BG abrasion, (C) A large-scale shoulder bounding an asymmetric BG and forming a stepped profile descending orthogonal to the ice flow (person for scale). (D) A BG and its adjoining ridge, both being connected by an overhanging shoulder. (E) BGs imprinted on a vertical, overhanging face and showing a slight unconformity suggesting two distinct phases of abrasions related to ice-flow vectors with specific gradients. (E) is positioned a few hundreds of meters down ice (D), cf. Figure 7E.

4.4. Other markers of glacial erosion

BGs are superimposed by smaller-scale forms of glacial erosion, such as striations, lunate fractures, crescentic gouges and crescentic fractures (e.g. Krabbendam et al., 2017).

The large majority of these bedforms are strictly parallel to the BG orientation. While p-forms are largely developed in between BG sets, for instance as extensive field of sichelwannen, they however remain subordinate bedforms across segments of the coastal zone dominated by BGs. Cavetto and spindle flutes are observed on few subvertical to vertical ridge sides and furrows may occur in groove bottoms. Spindle and furrow outlines usually show a subsequent truncation by glacial abrasion. The dm- to m-scale size of these p-forms appears in contrast with the 1-5 m scale of the groove depth. Moreover, they mostly typify the low-lying areas in between large-scale streamlined bedrock knobs that preferentially bear the BGs. Well-defined sichelwannen are rarely associated to BG sets but coma-like p-forms are identified, especially as the lateral extension of some rip-off bedforms. Such bedforms resulted in a scar after the plucking of a joint-bounded piece of rock from the smooth crestline otherwise characterizing the BG geometries, and which left behind a vertical obstacle facing up-ice (Fig. 11 A,B,C).

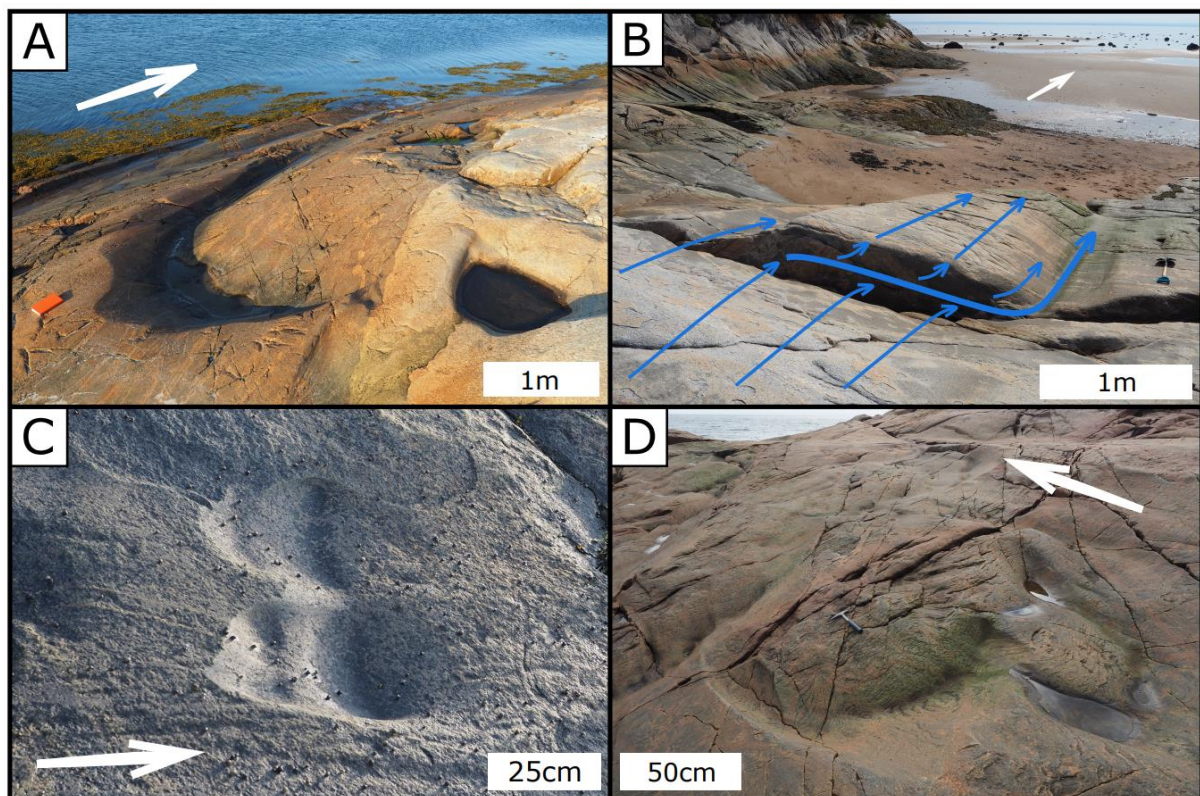


Figure article n°10. Markers of glacial erosion associated with the BG context along the Québec-North-Shore. (A-D) P-forms are observed either outside BG sets and, in this case, are developed in extensive fields (A), sichelwannen, Les Escoumins, or superimposed on BGs: (B) p-form originating from a steep face interrupting a BG crest in response of block plucking. (C) Spindel flutes on the subvertical margin of a low-lying flow pathway separating two BG segments. (D) An isolated sichelwannen superimposed on an erosion surface otherwise characterized by BGs.

5. Interpretation and discussion

5.1. Formation process

BGs that are strictly parallel to striae and other markers of glacial erosion are interpreted as the result of glacial abrasion with a limited contribution of quarrying (Simantov et al., 2017; Alley et al., 2019). Enhanced abrasion required for shaping BG further indicates local ice-flow conditions where shear stresses and related basal friction were maximized relative to neighboring areas. Cross-cutting relationships with scattered and subordinate p-forms indicate that the latter are not strictly synchronous, even if they formed penecontemporaneously with BGs. Small-scale and truncated furrows and spindles show that these p-forms formed both over an antecedent BG surface that they marginally reworked, and before a renewed phase of BG formation that smoothed them afterwards. Coma-like p-forms appear to essentially postdate the BG formation process in a later and ultimate phase of evolution of the BG systems. The fact that the BGs are most commonly parallel to each other and, as a whole, orthogonal to the shoreline despite its irregular geometry and inherited structural/lithological heterogeneities, indicate that the BG orientation was governed by regional ice flow patterns rather than specificities of the bedrock surface.

Glacial abrasion occurred in a consistent elevation/depth range (-50 to +136 m), the upper boundary of which interestingly never exceeds marine limit lying at 135-150 m asl in the study area. This elevation limit implies that BG formation occurred beneath a section of a marine-based ice-margin that had a grounding line at or off the present-day Québec-North-Shore at ≥ 150 -200 m water depths. However, because subglacial shear stresses are significantly reduced in the grounding zone —where the partly buoyant flowing ice ceased to be entirely supported by the bed —, BGs formation most likely occurred in a domain located upstream the grounding zone, where ice was still not floating and where the ice flow allowed for a high basal drag. Across such a ‘transition zone’ sensu Leguy et al. (2014), the ice-sheet flow initially dominated by vertical shear progressively transforms into a flow dominated by extensional stress associated with increasingly less basal friction that accelerates down to the grounding line. The modeling work of Leguy et al. (2014) suggests that the area of maximum friction is located a few kilometers upstream the grounding zone, typically within a 20 km wide zone depending on bedrock topography, ice rheology and the degree of connection of the

subglacial hydrological system to the ocean. An additional key observation is that BG systems were imprinted upon a single escarpment located below marine limit and near the modern coastline. Coeval ice-flow lines crossed one or more other escarpments located upstream of the BGs, but these escarpments at similar or higher altitudes — i.e. below or above marine limit — were not overprinted by BGs (Fig. 4). This specific elevation agrees that the BGs formed beneath a very particular contour line of the marine-based ice-margin located between the tidewater front and the inland ice.

Down-ice slopes of bedrock knobs, i.e., on their lee-sides where abrasion should be minimized, are precisely and counterintuitively the sites where BG were constructed. In addition, BGs frequently start along the lee side of the bedrock knobs, rather than at the top of the escarpment. Where erosion surfaces hosting BG systems sharply intersect upward a more or less horizontal plateau area, the horizontal surface does not show streamlined bedforms of the kind that might have been connected to BG systems in a continuum of erosional landforms. This second configuration is interpreted as a more mature formation stage relative to the first one, in an overall framework of retrogressive erosion. Retrograding erosion may also well explain the strong overdeepening trends necessary for the formation of the largest BGs, in particular those that include shoulder geometries and those associated with staircase geometries or sharp-edged vertical walls. None of the up-ice slopes — i.e., stoss sides — of nearby bedrock bumps display BGs, where maximum basal drag should have been expected. All of these observations suggest that the process leading to enhanced abrasion and BG formation was specifically controlled by ice-flow dynamics originating from ice-marginal mechanisms rather than by any ice-flow configuration related to an inland ice accelerating when crossing — and descending — the escarpment.

In summary, BGs are distributed over a narrow band (< 500 m) parallel to a former marine ice front positioned several kilometers down-ice. No continuum in erosion processes can be recognized along glacier flow lines from upstream of the BGs to downstream of them. Ice marginal mechanisms, i.e., extensional stresses and speed-up linked to the tidewater dynamics, were responsible, in one way or another, for focusing basal friction and abrasion specifically on the lee side of a unique group of bedrock topographic features characterizing the above-defined transition zone. It should be noted that if BGs have formed on the lee side

of rock drumlins and whalebacks, they also occur over the down-glacier slope of a large spectrum of otherwise poorly streamlined bedrock knobs of various width and height. Therefore, BGs are in fact probably superimposed on any down-ice facing slopes of favorable inherited prominences, rather than genetically linked to one or another specific streamlined glacial bedforms.

5.2. BGs as manifestation of a subglacial ‘graded profile’

Erosion at the origin of the BGs progressively tend to plane the relict bedforms and other obstacles resistant to the regional-scale glacial flow. Uniform BG slopes within an individual BG set, lee-side erosion and concave profiles suggest that BGs are not simply the result of local adaptation of the ice flow around individual bedrock knobs resisting to the glacier flow. The formation of BGs probably results from the intersection of a rugged bedrock surface with a basal ice profile, the latter adjusting the former to ice-flow conditions established in a context of *global control* of the basal slip (*sensu* Cuffey and Paterson, 2010) and characterizing the glacial mass balance over a much broader region of the marine-based ice margin — as a belt sander might do on a substrate with a high degree of roughness. Bedrock knobs reshaped by the BGs most likely functioned as fulcrums resisting to sliding rates imposed from somewhat remote (a few tens of km) tidewater fronts, rather than supporting the weight of the local ice-sheet thickness (in which case, the stoss side or the upper part, and not the lee side of the bumps would have preferentially carry BGs). In that view, BGs characterize the onset of accelerated marine-based ice-sheet flows, still including significant basal sliding but before longitudinal stresses become prevalent. From an opposite perspective, the BGs highlight knickpoints beyond which restricted ice-flow acceleration still permit a slope-assisted ice flow, for which shear deformation prevail. Along this onset line — strictly speaking a narrow onset zone —, enhanced and localized abrasion suggests in addition one, or a combination of specific conditions associated with the BGs. For instance, a setting where the bed-normal component of the ice-flow velocity was stimulated during sliding would have increase abrasion efficiency (Thompson et al., 2020). Over relatively steep bedrock surfaces sloping down ice (5-20°), such a flow configuration may imply high rates of basal melting over BGs and not just an increase in sliding velocity. Another condition likely linked to BG formation and active bedrock erosion is till removal (Alley et al., 2019). Till removal may

occur at the regional scale owing to surface meltwater captured in the inner part of the transition zone and transferred through moulins toward the glacier bed. Till removal may also be a result of the bedrock knob configuration that preferentially focused till in-between bedrock knobs and cleaned, or at least minimized, the lubricating layer from the knob tops. In the same time, both mechanisms may also contribute to redirect warm basal ice, the top of the bedrock knobs 'moving' toward the cold-temperate boundary (*sensu* Krabbendam, 2016) and supporting a more rigid sliding ice. Whatever the dynamics, a greatest content in subglacial meltwaters through basal melting, via moulins or squeezing of the basal ice at the head of the bedrock knobs is expected in low-lying areas away from where the BG formed and echoes the tight spatial relationship noted with extensive field of large-scale and systematic p-forms characterizing the onset zone in between BG sets. It might be further hypothesized that when a sufficient bedrock slope was shaped, parallelizing the local ice-velocity vector, the bed-normal component was minimized, or crevasses were less open, or the head of the bedrock knobs were smoothed, and BG formation essentially ceased. The local 'graded profile' was established at that time.

BGs were probably not shaped by a single event as shown by subordinate p-forms over BG surfaces, which indicates that at least one short-term fluctuation favoring locally erosion by a more plastic ice alternated with conditions where abrasion prevailed. Alternating erosion processes might be possibly explained by considering temporal variations in the thickness of the 'warm' basal ice and position of the cold-temperate boundary (Krabbendam, 2016). BG formation nearby this boundary conforms to the preferential position of the BGs onto prominent bedrock knob and, alternatively, their lesser development, or their association with subordinate p-forms, in low-lying flow paths in between two knobs. At a larger scale, BGs that cannot formed beneath temperate ice well explains their absence along the axis of the coast-line re-entrants. The formation of shoulder geometries also suggests one particular event, or a suite of successive overdeepening events, which could be understood as the record of either two (at least) flow configurations characterized by distinct geometries of the 'graded profile' or a more continuous retrogressive migration of the inferred subglacial 'graded profile'. The respective roles of relative sea-level fall and variations in ice-sheet mass balance will remain, however, difficult to disentangle. A retrogressive concave-up profile, the geometry of which would be controlled by visco-elastic bending forces at an ice-sheet/ice shelf transition (Sayag

and Worster, 2011; Walker et al., 2013; Rack et al., 2017), is considered unlikely as the relatively shallow and low-latitude Québec-North-Shore setting was not favorable for the formation of the extensive, free-floating ice shelves required by this model. The ice-sheet/bedrock/ocean relationships prevailing along the Québec-North-Shore during deglaciation were probably closer to those of present-day Greenlandic marginal settings, where relatively great ice thicknesses and shallow shelves favored tidewater ice fronts and relatively large transition zones upstream the grounding line of the marine-based ice-sheet (Fig. 11).

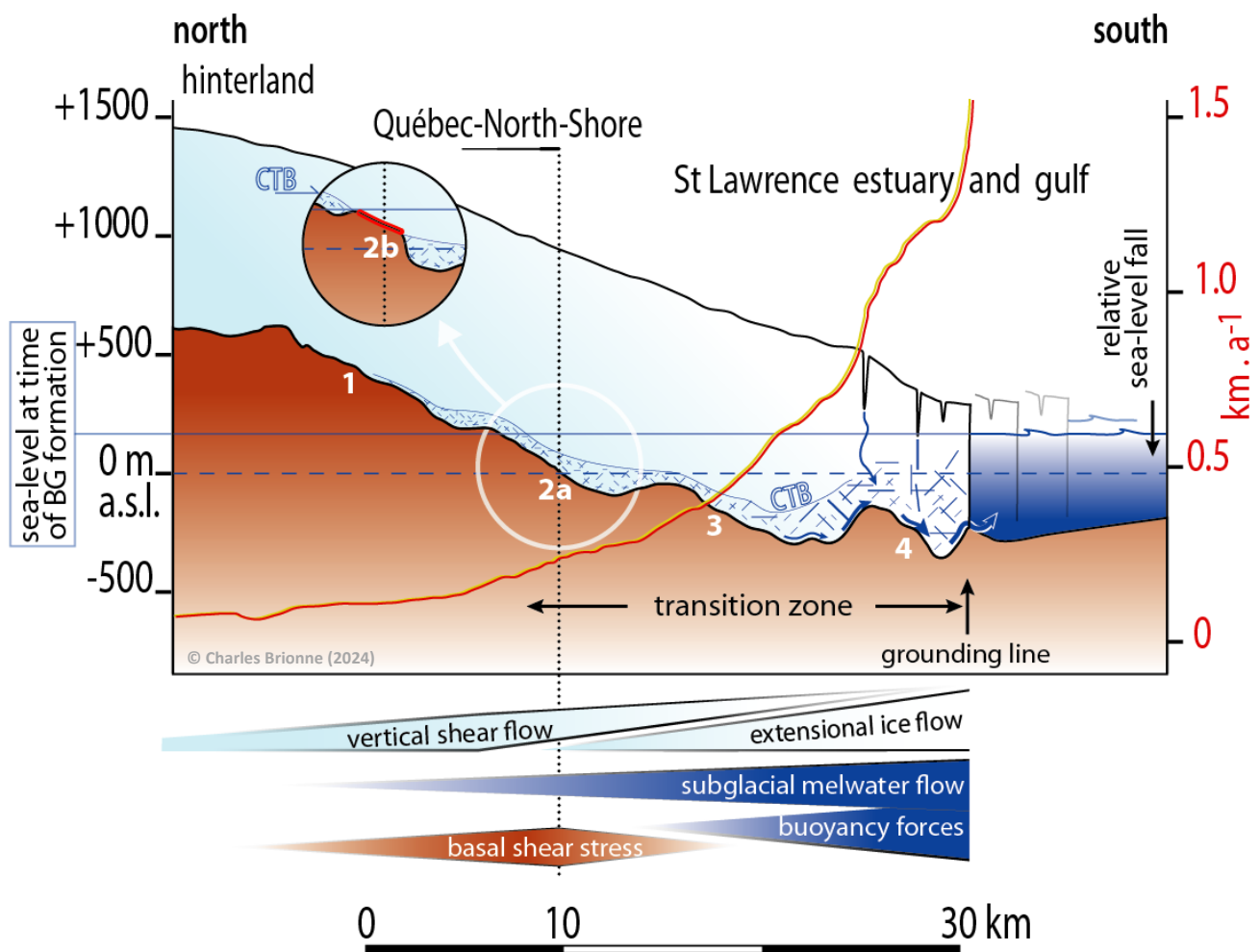


Figure article n°11. Conceptual model for the formation of BGs along the Québec North Shore. The underlying glacial framework (topography, ice surface, ice-flow velocity) is from a present-day tidewater glacier (Gade glacier in NW Greenland; Beckmann et al., 2019), the subglacial topography and bathymetry off the ice-front being thought to be representative of the glacial context prevailing once in the Québec North Shore area with a relative sea-level ca. 150 m higher than today (dashed horizontal line). Location 2 characterizes the up-ice side of the transition zone (sensu Leguy et al., 2014), across which an ice flow dominated by vertical shear deformation progressively transforms at the regional scale into a prevailing extensional ice flow. Here, basal shear stress is close to its maximum because it benefits from an accelerated ice-flow (in contrary to location 1) and a significant coupling that is still maintained between the bedrock and the flowing ice. This subglacial

coupling was largely attenuated down ice (location 3) and finally reduced to a minimum when approaching the grounding line (location 4). The coupling is even higher above bedrock knobs (2b) than in space between bedrock knobs (2a). BGs formed specifically on the lee sides of bedrock knobs (red line in inset 2b), which were protruding through the warm basal ice (CTB = Cold-Temperate boundary) or have contributed to localized processes for till removal (see text). P-forms occasionally formed in location 2a and must characterize location 3, respectively draining in between bedrock knobs and surficially accommodating more-or-less water-saturated flows of temperate ice.

5.3. Control of the location of BG sets

It has been argued that the escarpment can be regarded as a pre-conditioning factor for BG formation. This was not, however, a sufficient and unique condition for BG formation because large stretches of the Québec-North-Shore are notably devoid of BGs, despite a topography that does not substantially differ from that where BG segments developed. The occurrence of individual tens of km wide BG sets may suggest extensive ice streams flowing from the hinterland, which would have been of comparable widths (15-35 km). Though the ice-stream configuration cannot be totally excluded, the lack of connection between BG systems and up-glacier fields of streamlined bedforms is not in favor of this hypothesis and the distribution of BGs points to the marine side of the grounding zone. It is thus suspect that a physiographic setting allowing at the tens of km-scale for enhanced calving and rapid thinning of the glacier margin could be the other controlling factor for BG formation. After retreat from a position localized more offshore and stabilized by a discontinuous suite of fulcrums and related adverse slopes (Sergienko and Wingham, 2021), such as the stoss-side of GZWs or cuesta relief forms, the recession rate of the more or less linear ice-sheet front must have been heterogenous. Buoyancy thresholds along the marine-based ice-sheet margin may have been reached in places as the consequence of continuously thinning ice and occurrences of relatively deeper sections of the coastal shelf (Enderlin et al., 2013; Koellner et al., 2019). Buoyancy thresholds during ice-margin recession led to the acceleration of ice flows along restricted pathways, yet probably not true ice streams, the head of which abutting against the coastal escarpment where they generated BGs. With this framework in mind, the physiographic setting off the present-day Québec-North-Shore may have controlled the large-scale distribution of BG sets while, at the smaller scale, bedrock knob distributions were responsible for individual, km-scale BG segments inside each BG sets.

5.4. Timing of BG formation

The map view of BG distribution suggests that relatively thin glacial ice influenced by local bedrock topography was flowing over the Québec-North-Shore at time of BG formation; ice was thin enough for allowing a control by subtle variations in escarpment azimuth but thick enough for maintaining an undeflected ice flow around smaller-scale topographic features in the 10's to 100's m height range. These interactions suggest hundreds of meters thick marine-based ice-sheet flows, which also points to BG formation several kilometers upstream of the grounding zone (see above). In addition, BGs and other ice-flow markers oriented orthogonally to the shore intersect and postdate northeastward- to eastward-orientated striae ascribed to any antecedent flow set that would have corresponded to a former St. Lawrence Ice Stream (Brouard et al., 2016, 2023; Occhietti et al., 2022). At time of BG formation, the Estuary — and consequently the Gulf (Shaw et al., 2002, 2006; Leng et al., 2018) — of St. Lawrence is therefore regarded as essentially deglaciated, yet with marine-based ice fronts pertaining along most of the Québec-North-Shore. Ice flows orthogonal to the Québec-North-Shore up to Baie-des-Rochers south of the Saguenay Fjord, and a comparable organization and elevations of BG systems down to the Sault-Plat River east of Sept-Îles, suggest that the time interval of BG formation took place along with a relatively linear and uniform marine-based ice- margin which ran essentially in parallel to the 12.5 ky ice-sheet margin outline (Fig. 2). However, the non-systematic nature of the spatial association between the BG segments and the grounding zone wedges (or other morainal banks or streamlined submarine cuesta) suggests that they are not specifically linked to either of these temporary, more-or-less stabilized, ice-front outlines. The lack of correspondence between BG sets and grounding zone wedges would indicate that BG shaping rather occurred in a time interval between two relatively stabilized ice fronts, i.e., during a time of relatively active recession of the grounding line. The shaping of the BGs cannot be quite instantaneous or, in other word, the formation age does not relate to a single, specific, necessary short-term position of the grounding line within an evolution of overall ice-sheet recession. The physiographic setting that associated a coastal escarpment with prominent bedrock knobs created the conditions for a local and relatively long-lived focusing of the drag force, over a range of grounding-line positions representing together the retreat pattern in between two successive ice-front stabilizations. Time scales of successive ice-front stabilization in the

Québec-North-Shore setting is ~1 kyr (Occhietti et al., 2011; Couette et al., 2022; Brouard, 2023) and it is likely that BG formation occurred over a time interval representing only a part of this 1 kyr, therefore several tens or a few hundreds of years. In addition, though the time interval of BG formation over the entire marine-based ice margin might have been roughly the same along the Québec-North-Shore, it is suspected that time of BG formation in different BG sets might have not been strictly synchronous, depending of the spatial distribution of the deeps across the coastal shelf.

The Baie Comeau case study where two surfaces bearing BGs intersect each other, the lower surface characterized by higher dips than those of the upper one (Fig. Lidar+ profil + carte), is a unique configuration. It highlights two separate phases of BG formation, each associated with a particular 'graded profile'. In addition, the crest-to-crest lateral shift along the truncation line shows that none of the surface interacted with the other. Having in mind an ice-flow dynamics pulled from the groundline line, the formation of the lower retrogressive surface most likely postdated the formation of the upper one. In the opposite case, debris concentration focused into grooves of the upper surface (Krabbendam et al., 2016) must have forced grooves of the lower surface to form in the continuity of those of the former. The two events of BG formation might be linked to either two phases of active recession within the post-LGM deglacial evolution, or two distinct deglaciations, the upper surface being in this case a relic landform predating the LGM.

5.5. Comparing the Québec-North-Shore BGs to megagrooves described in the literature

BGs of the Québec-North-Shore are reminiscence of other groove/megagroove systems that have been described mostly in Canada and Scandinavia (Eyles, 2012; Krabbendam et al., 2016; Newton et al. 2018, 2023 and references therein). In particular, bedrock mega-grooves are frequently interpreted to have formed in a zone of ice-flow acceleration, often considered in the literature as the onset zone of an ice stream. Bedrock mega-grooves linked to ice-stream setting and generally associated to extensive fields of crag-and-tail features or drumlin-shaped ridges expand across much longer domains parallel to inferred ice flows (> 20 km; Ottesen et al., 2008; Graham et al., 2009; Eyles, 2012; Nitsche et

al., 2016 ; Cannals et al., 2016; Amblas and Canals, 2016) than the narrow streamlined bedrock band (> 300 m, Table 1) observed along the Québec-North-Shore. The spatial restriction of here-studied BGs is strictly coinciding with a segment of the coastal escarpment. Although not systematically, the BGs of the Québec-North-Shore recurrently share with other documented mega-grooves a number of characteristics such as a strict parallelism, morphometrics, a position on the lee side of larger-scale structures, groove initiation along a linear source zone and the association with p-forms, the absence of control by the geological structure (literature review in Newton et al., 2018, 2023). We consider that the process of formation and location of BGs of the Québec-North-Shore should substantially differ from case studies where mega-groove systems developed on the up-ice side of bedrock knob or along fjord sides, or were associated to prevailing quarrying/plucking — in the latter case, often control by the geological structures (bedding, fractures, foliation). BGs and mega-grooves on down-ice face of promontories suggest retrogressive erosion and specific conditions in order to maintain efficient abrasion trough time. However, BGs of the Québec-North-Shore are typified by: (i) their position strictly bounded by the marine limit considering the all five described BG sets, which are distributed over a narrow but > 500 km band parallel to the front of an marine-base ice-sheet margin (Figure 2); (ii) their strong link with the coastal escarpment (Figure 4), more precisely the first major escarpment coming from the estuary of golf; and (iii) the interaction between its geometry (linear segments, re-entrants) and the location of BGs at the local scale, resulting in steep BG dipping down-ice in most case at $10 \pm 4^\circ$ (Table 1). These three specificities seem to not have been emphasized when considering processes at the origin of mega groove systems worldwide. We proposed above (Figure 11) that the coastal escarpment context played a major role considering the ice-flow structure where the ice-sheet margin was descending from the hinterland toward the marine platform. The topographic control exerted on descending ice flows may well explain the striking parallelism of the BGs from Québec. This tight link may also originate from the spatial coincidence at the regional scale between the coastal escarpment and the subglacial transition from hard bedrock to sedimentary cover (Palaeozoic carbonates, Quaternary sediments; Figure 3). We cannot exclude that this transition and related inherited topographies and heterogeneities may have contributed to the shaping of mega-grooves and other bedrock knobs. As argued by Evans et al. (2023), the geology and the pre-Quaternary strata or regolith distribution were major controlling factors, providing a favorable topographic/geological context and sources of erodent material, both

of which being no longer visible in the landscape. It thus could be suggested that along the coastal escarpment and through the overall Quaternary evolution, antecedent land surface conditions (fault offsets, wave-cut platforms, cuesta, etc) might have control the formation of the largest, more or less streamlined features, above which, and more recently (post LGM deglaciation), have been imprinted the BGs documented in this paper (Figure 8); the former preconditioning the latter, while transforming the subglacial context in a mosaic alternating relief forms where abrasion prevailed (bedrock knobs), and intervening interspaces.

Newton (2018) proposed a classification for bedrock grooves, differentiating meso-, macro and mega-/giant grooves. Considering size criteria, BGs of the Québec North Shore would be categorized as macro-grooves. Linearity, parallelism, the subordinate contribution of p-forms would however favor an identification as mega-groove. But Newton et al. (2023) no longer use this classification and instead show a size continuum, ranging from smaller-scale mega-grooves (length <1 km, width <50 m, depth < 2.5) to larger-scale ones (length >2 Km, width >100 m, depth >10 m). This continuum and positive correlations between length, width and depth are interpreted as a consequence of the progressive growth of mega-grooves through time (Newton et al., 2023), which conform to the formation model for BGs along the Québec-North-Shore. In this view, BGs from Québec can be regarded as small-scale mega-groove, therefore formed during a relatively short time interval of the deglaciation sequence as proposed considering the deglaciation scenario, while subjacent streamlined morphologies would relate to older and inherited large-scale mega-grooves implying a multi-stage and longer-term time interval encompassing the Quaternary.

Last, the pattern of the Québec-North-Shore BGs associating a linear distribution along an escarpment making the connection from an up-ice, extensive plateau area toward deeper segments of the glacial erosion surface are precisely reminiscence of onset zone configuration. If the overall context seems to be comparable, the size of the (mega-)grooves differs, being one order large when viewed from bathymetric surveys (e.g., Vikna area in Newton et al., 2023). It is suspected that this discrepancy essentially results from resolution issues. Streamlined bedrock knobs of the Québec-North-Shore might correspond to the surveyed mega-grooves, while still submerged BGs of the type present along the Québec-North-Shore, if any, have remained unresolved. The same limitation likely occurs when imaging crag-and-tail features, especially those associating a relic plateau area and, down ice, a concave-up

topographic profile along their streamlined lee side (Fig. 1d of Nitsche et al., 2016; Brouard and Lajeunesse, 2019).

To sum-up, we propose that the BG geometry was determined by the interactions between (1) the ice flowing down the coastal escarpment, (2) the ocean through the buoyancy force exerted on the ice at the tidewater front and reducing the drag force at and behind the grounding line, and (3) an underlying hard, stiff but erodible bed characterized by occurrence of bedrock knobs. These knobs acted as series of fulcrum supporting and adjusting to the regional-scale ice-marginal flow configuration characterising mostly linear, marine-based segments of the Laurentides Ice Sheet retreating at time in the St-Lawrence Estuary and Gulf.

References

- Alley, R. B., Cuffey, K. M., & Zoet, L. K. (2019). Glacial erosion : Status and outlook. *Annals of Glaciology*, 60(80), 1-13. <https://doi.org/10.1017/aog.2019.38>
- Amblas, D., & Canals, M. (2016). Contourite drifts and canyon-channel systems on the Northern Antarctic Peninsula Pacific margin. *Geological Society, London, Memoirs*, 46(1), 393-394. <https://doi.org/10.1144/M46.17>
- Amundson, J. M., & Carroll, D. (2018). Effect of Topography on Subglacial Discharge and Submarine Melting During Tidewater Glacier Retreat. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 123(1), 66-79. <https://doi.org/10.1002/2017JF004376>
- Arthern, R. J., Hindmarsh, R. C. A., & Williams, C. R. (2015). Flow speed within the Antarctic ice sheet and its controls inferred from satellite observations. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 120(7), 1171-1188. <https://doi.org/10.1002/2014JF003239>
- Bart, P. J., & Tulaczyk, S. (2020). A significant acceleration of ice volume discharge preceded a major retreat of a West Antarctic paleo-ice stream. *Geology*, 48(4), 313-317. <https://doi.org/10.1130/G46916.1>
- Beckmann, J., Perrette, M., Beyer, S., Calov, R., Willeit, M., & Ganopolski, A. (2019). Modeling the response of Greenland outlet glaciers to global warming using a coupled flow line-plume model. *The Cryosphere*, 13(9), 2281-2301.
- 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>
- Bindschadler, R., Choi, H., Wichlacz, A., Bingham, R., Bohlander, J., Brunt, K., Corr, H., Drews, R., Fricker, H., & Hall, M. (2011). Getting around Antarctica : New high-resolution mappings of the grounded and freely-floating boundaries of the Antarctic ice sheet created for the International Polar Year. *The Cryosphere*, 5(3), 569-588.

- Brisebois et Clark. (2003). Géologie et ressources minérales de la partie est de la province de Grenville.
- Brouard, É. (2023). *Carte glaciaire du Québec et synthèses régionales*.
- Brouard, E., & Lajeunesse, P. (2019). Glacial to postglacial submarine landform assemblages in fiords of northeastern Baffin Island. *Geomorphology*, 330, 40-56.
- Brouard, E., Lajeunesse, P., Cousineau, P. A., Govare, É., & Locat, J. (2016). Late Wisconsinan deglaciation and proglacial lakes development in the Charlevoix region, southeastern Québec, Canada. *Boreas*, 45(4), 754-772.
- Canals, M., Amblas, D., & Casamor, J. L. (2016). Cross-shelf troughs in Central Bransfield Basin, Antarctic Peninsula. *Geological Society, London, Memoirs*, 46(1), 171-172. <https://doi.org/10.1144/M46.138>
- Carignan, J., Gariépy, C., & Hillaire-Marcel, C. (1997). Hydrothermal fluids during Mesozoic reactivation of the St. Lawrence rift system, Canada : C, O, Sr and Pb isotopic characterization. *Chemical Geology*, 137(1-2), 1-21.
- Chauché, N., Hubbard, A., Gascard, J.-C., Box, J. E., Bates, R., Koppes, M., Sole, A., Christoffersen, P., & Patton, H. (2014). Ice–ocean interaction and calving front morphology at two west Greenland tidewater outlet glaciers. *The Cryosphere*, 8(4), 1457-1468. <https://doi.org/10.5194/tc-8-1457-2014>
- Christianson, K., Parizek, B. R., Alley, R. B., Horgan, H. J., Jacobel, R. W., Anandakrishnan, S., Keisling, B. A., Craig, B. D., & Muto, A. (2013). Ice sheet grounding zone stabilization due to till compaction. *Geophysical Research Letters*, 40(20), 5406-5411. <https://doi.org/10.1002/2013GL057447>
- Couette, P.-O., Lajeunesse, P., Ghienne, J.-F., Dorschel, B., Gebhardt, C., Hebbeln, D., & Brouard, E. (2022). Evidence for an extensive ice shelf in northern Baffin Bay during the Last Glacial Maximum. *Communications Earth & Environment*, 3(1), 225.
- Couette, P.-O., Lajeunesse, P., Ghienne, J.-F., Dorschel, B., Gebhardt, C., Hebbeln, D., & Brouard, E. (2023). Retreat and stabilization of a marine-based ice margin along a high arctic fjord-cross-shelf trough system. *Quaternary Science Reviews*, 302, 107949. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107949>
- Cousineau, P. A., & Longuépée, H. (2003). Lower Paleozoic configuration of the Quebec reentrant based on improved along-strike paleogeography. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40(2), 207-219.
- Cuffey, K. M., & Paterson, W. S. B. (2010). *The physics of glaciers* (4. ed). Butterworth-Heineman.
- Dalton, A. S., Margold, M., Stokes, C. R., Tarasov, L., Dyke, A. S., Adams, R. S., Allard, S., Arends, H. E., Atkinson, N., & Attig, J. W. (2020). An updated radiocarbon-based ice margin chronology for the last deglaciation of the North American Ice Sheet Complex. *Quaternary Science Reviews*, 234, 106223.
- Desrochers, A., Jin, J., & Dewing, K. (2023). The Ordovician System of Canada : An extensive stratigraphic record of Laurentian shallow water platforms and deep marine basins. In T. Servais, D. A. T. Harper, B. Lefebvre, & I. G. Percival (Éds.), *A Global Synthesis of the Ordovician System : Part 2* (p. 0). Geological Society of London. <https://doi.org/10.1144/SP533-2022-151>

- Dietrich, P., Ghienne, J.-F., Lajeunesse, P., Normandeau, A., Deschamps, R., & Razin, P. (2019). Deglacial sequences and glacio-isostatic adjustment : Quaternary compared with Ordovician glaciations. *Geological Society, London, Special Publications*, 475(1), 149-179.
- Dietrich, P., Ghienne, J.-F., Normandeau, A., & Lajeunesse, P. (2017). Reconstructing ice-margin retreat using delta morphostratigraphy. *Scientific Reports*, 7(1), 16936. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-16763-x>
- Dietrich, P., Ghienne, J.-F., Schuster, M., Lajeunesse, P., Nutz, A., Deschamps, R., Roquin, C., & Durringer, P. (2017). From outwash to coastal systems in the Portneuf–Forestville deltaic complex (Québec North Shore): Anatomy of a forced regressive deglacial sequence. *Sedimentology*, 64(4), 1044-1078.
- Dietrich, P., Normandeau, A., Lajeunesse, P., Ghienne, J.-F., Schuster, M., & Nutz, A. (2020). Deltaic Complexes of the Québec North Shore. In O. Slaymaker & N. Catto (Éds.), *Landscapes and Landforms of Eastern Canada* (p. 245-258). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-030-35137-3_10
- Dionne, J.-C. (1996). La terrasse Mitis à la pointe aux Alouettes, côte nord du moyen estuaire du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 50(1), 57-72.
- Dowdeswell, J. A., Batchelor, C. L., Montelli, A., Ottesen, D., Christie, F. D. W., Dowdeswell, E. K., & Evans, J. (2020). Delicate seafloor landforms reveal past Antarctic grounding-line retreat of kilometers per year. *Science*, 368(6494), 1020-1024. <https://doi.org/10.1126/science.aaz3059>
- Dowdeswell, J. A., Canals, M., Jakobsson, M., Todd, B. J., Dowdeswell, E. K., & Hogan, K. A. (2016). The variety and distribution of submarine glacial landforms and implications for ice-sheet reconstruction. *Geological Society, London, Memoirs*, 46(1), 519-552. <https://doi.org/10.1144/M46.183>
- Du Berger, R., Roy, D. W., Lamontagne, M., Woussen, G., North, R. G., & Wetmiller, R. J. (1991). The Saguenay (Quebec) earthquake of November 25, 1988 : Seismologic data and geologic setting. *Tectonophysics*, 186(1-2), 59-74.
- Duchesne, M. J., Pinet, N., Bédard, K., St-Onge, G., Lajeunesse, P., Campbell, D. C., & Bolduc, A. (2010). Role of the bedrock topography in the Quaternary filling of a giant estuarine basin : The Lower St. Lawrence Estuary, Eastern Canada. *Basin Research*, 22(6), 933-951.
- Duchesne, M., Pinet, N., Bolduc, A., Bédard, K., & Lavoie, D. (2007). Seismic stratigraphy of the lower St Lawrence River estuary (Quebec) Quaternary deposits and seismic signature of the underlying geological domains. *Geological Survey of Canada*.
- Dyke, A. S. (2004). An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada. *Developments in quaternary sciences*, 2, 373-424.
- Enderlin, E. M., Howat, I. M., & Vieli, A. (2013a). High sensitivity of tidewater outlet glacier dynamics to shape. *The Cryosphere*, 7(3), 1007-1015.
- Enderlin, E. M., Howat, I. M., & Vieli, A. (2013b). High sensitivity of tidewater outlet glacier dynamics to shape. *The Cryosphere*, 7(3), 1007-1015.
- Evans, D. J. A., Newton, M., Roberts, D. H., & Stokes, C. R. (2023). Characteristics and formation of bedrock mega-grooves (BMGs) in glaciated terrain : 2 – conceptual models of BMG initiation. *Geomorphology*, 427, 108620. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.108620>

- Eyles, N. (2012). Rock drumlins and megaflutes of the Niagara Escarpment, Ontario, Canada : A hard bed landform assemblage cut by the Saginaw–Huron Ice Stream. *Quaternary Science Reviews*, 55, 34-49. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.09.001>
- Eyles, N., & Putkinen, N. (2014). Glacially-megalined limestone terrain of Anticosti island, Gulf of St. Lawrence, Canada; onset zone of the Laurentian Channel ice stream. *Quaternary Science Reviews*, 88, 125-134.
- Feldmann, J., & Levermann, A. (2023). Timescales of outlet-glacier flow with negligible basal friction: Theory, observations and modeling. *The Cryosphere*, 17(1), 327-348. <https://doi.org/10.5194/tc-17-327-2023>
- Graham, A. G. C., Lonergan, L., & Stoker, M. S. (2009). Seafloor glacial features reveal the extent and decay of the last British Ice Sheet, east of Scotland. *Journal of Quaternary Science*, 24(2), 117-138. <https://doi.org/10.1002/jqs.1218>
- Green, P. F., Japsen, P., Chalmers, J. A., Bonow, J. M., & Duddy, I. R. (2018). Post-breakup burial and exhumation of passive continental margins : Seven propositions to inform geodynamic models. *Gondwana Research*, 53, 58-81.
- Gudmundsson, G. H., Krug, J., Durand, G., Favier, L., & Gagliardini, O. (2012). The stability of grounding lines on retrograde slopes. *The Cryosphere*, 6(6), 1497-1505.
- Héту, B., Bernatchez, P., & Dubé, J. (2023). Le modèle d'érosion glaciaire de l'île d'Anticosti révélé par l'imagerie LiDAR. *Le Naturaliste canadien*, 147(1), 24-34.
- Hoffman, A. O., Christianson, K., Holschuh, N., Case, E., Kingslake, J., & Arthern, R. (2022). The Impact of Basal Roughness on Inland Thwaites Glacier Sliding. *Geophysical Research Letters*, 49(14), e2021GL096564. <https://doi.org/10.1029/2021GL096564>
- Horgan, H. J., Van Haastrecht, L., Alley, R. B., Anandakrishnan, S., Beem, L. H., Christianson, K., Muto, A., & Siegfried, M. R. (2021). Grounding zone subglacial properties from calibrated active-source seismic methods. *The Cryosphere*, 15(4), 1863-1880. <https://doi.org/10.5194/tc-15-1863-2021>
- Jezek, K., Wu, X., Gogineni, P., Rodríguez, E., Freeman, A., Rodriguez-Morales, F., & Clark, C. D. (2011). Radar images of the bed of the Greenland Ice Sheet : IMAGES OF THE ICE SHEET BED. *Geophysical Research Letters*, 38(1), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2010GL045519>
- Joughin, I., Smith, B. E., & Schoof, C. G. (2019). Regularized Coulomb Friction Laws for Ice Sheet Sliding : Application to Pine Island Glacier, Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 46(9), 4764-4771. <https://doi.org/10.1029/2019GL082526>
- Katz, R. F., & Worster, M. G. (2010). Stability of ice-sheet grounding lines. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 466(2118), 1597-1620. <https://doi.org/10.1098/rspa.2009.0434>
- Koellner, S., Parizek, B. R., Alley, R. B., Muto, A., & Holschuh, N. (2019). The impact of spatially-variable basal properties on outlet glacier flow. *Earth and Planetary Science Letters*, 515, 200-208.
- Krabbendam, M. (2016). *Basal sliding of temperate basal ice on a rough, hard bed : Pressure melting, creep mechanisms and implications for ice streaming*. <https://doi.org/10.5194/tc-2016-52>
- Krabbendam, M., & Bradwell, T. (2011). Lateral plucking as a mechanism for elongate erosional glacial bedforms : Explaining megagrooves in Britain and Canada. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36(10), 1335-1349. <https://doi.org/10.1002/esp.2157>

- Krabbendam, M., Bradwell, T., Everest, J. D., & Eyles, N. (2017). Joint-bounded crescentic scars formed by subglacial clast-bed contact forces: Implications for bedrock failure beneath glaciers. *Geomorphology*, 290, 114-127. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.03.021>
- Lajeunesse, P. (2014). Buried preglacial fluvial gorges and valleys preserved through Quaternary glaciations beneath the eastern Laurentide Ice Sheet. *Bulletin*, 126(3-4), 447-458.
- Lajeunesse, P. (2016). Long continuous dendritic eskers offshore of Southampton Island, northern Hudson Bay. *Geological Society, London, Memoirs*, 46(1), 87-88. <https://doi.org/10.1144/M46.92>
- Lajeunesse, P., Dietrich, P., & Ghienne, J.-F. (2019). Late Wisconsinan grounding zones of the Laurentide Ice Sheet margin off the Québec North Shore (NW Gulf of St Lawrence). *Geological Society, London, Special Publications*, 475(1), 241-259.
- Lajeunesse, P., St-Onge, G., Locat, J., Duchesne, M. J., Higgins, M. D., Sanfaçon, R., & Ortiz, J. (2013a). The Corossol structure: A possible impact crater on the seafloor of the northwestern Gulf of St. Lawrence, Eastern Canada. *Meteoritics & Planetary Science*, 48(12), 2542-2558. <https://doi.org/10.1111/maps.12224>
- Lajeunesse, P., St-Onge, G., Locat, J., Duchesne, M. J., Higgins, M. D., Sanfaçon, R., & Ortiz, J. (2013b). The Corossol structure: A possible impact crater on the seafloor of the northwestern Gulf of St. Lawrence, Eastern Canada. *Meteoritics & Planetary Science*, 48(12), 2542-2558. <https://doi.org/10.1111/maps.12224>
- Leguy, G. R., Asay-Davis, X. S., & Lipscomb, W. H. (2014). Parameterization of basal friction near grounding lines in a one-dimensional ice sheet model. *The Cryosphere*, 8(4), 1239-1259.
- Leng, W., von Dobeneck, T., Bergmann, F., Just, J., Mulitza, S., Chiessi, C. M., St-Onge, G., & Piper, D. J. (2018). Sedimentary and rock magnetic signatures and event scenarios of deglacial outburst floods from the Laurentian Channel Ice Stream. *Quaternary Science Reviews*, 186, 27-46.
- Locat, J., & Levesque, C. (2009). Le fjord du Saguenay: Une physiographie et un registre exceptionnels. *Revue des sciences de l'eau*, 22(2), 135-157. <https://doi.org/10.7202/037479ar>
- Lowe, D. G., Arnott, R. W. C., Chiarenzelli, J. R., & Rainbird, R. H. (2018). Early Paleozoic rifting and reactivation of a passive-margin rift: Insights from detrital zircon provenance signatures of the Potsdam Group, Ottawa graben. *GSA Bulletin*, 130(7-8), 1377-1396. <https://doi.org/10.1130/B31749.1>
- Margold, M., Stokes, C. R., & Clark, C. D. (2018). Reconciling records of ice streaming and ice margin retreat to produce a palaeogeographic reconstruction of the deglaciation of the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 189, 1-30. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.03.013>
- Martignole, J., & Nantel, S. (s. d.). *Le complexe anorthositique de Rivière-Pentecôte*. Consulté 21 octobre 2023, à l'adresse <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/examine/MB8941/MB8941.pdf>
- Martineau, G. (2002). L'observation des micromarques de l'érosion glaciaire – un outil pour définir l'écoulement glaciaire.
- Newton, M. (2018). *The origin of bedrock mega-grooves in glaciated terrain*.
- Newton, M., Stokes, C. R., Roberts, D. H., & Evans, D. J. A. (2023). Characteristics and formation of bedrock mega-grooves (BMGs) in glaciated terrain: 1 - morphometric analyses. *Geomorphology*, 427, 108619. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.108619>

- Nitsche, F. O., Larter, R. D., Gohl, K., Graham, A. G. C., & Kuhn, G. (2016). Crag-and-tail features on the Amundsen Sea continental shelf, West Antarctica. *Geological Society, London, Memoirs*, 46(1), 199-200. <https://doi.org/10.1144/M46.2>
- Normandeau, A., Lajeunesse, P., & St-Onge, G. (2015). Submarine canyons and channels in the Lower St. Lawrence Estuary (Eastern Canada) : Morphology, classification and recent sediment dynamics. *Geomorphology*, 241, 1-18.
- Normandeau, A., Lajeunesse, P., Trottier, A.-P., Poiré, A. G., & Pienitz, R. (2017). Sedimentation in isolated glaciomarine embayments during glacio-isostatically induced relative sea level fall (northern Champlain Sea basin). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 54(10), 1049-1062.
- Occhietti, S., Bhiry, N., Dubois, J.-M., Govare, É., Richard, P. J. H., & Robert, F. (2022). St. Lawrence Ice Stream overflow on the northern edge of the middle Estuary during the Bølling-Allerød and response of the Laurentide Ice Sheet margin to the Intra-Allerød Cold Period in southern Québec, Canada. *Quaternaire*, vol.33/2, 99-142. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.16779>
- Occhietti, S., Parent, M., Lajeunesse, P., Robert, F., & Govare, É. (2011a). Late Pleistocene–Early Holocene Decay of the Laurentide Ice Sheet in Québec–Labrador. In *Developments in Quaternary Sciences* (Vol. 15, p. 601-630). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00047-7>
- Occhietti, S., Parent, M., Lajeunesse, P., Robert, F., & Govare, É. (2011b). Late pleistocene–early holocene decay of the laurentide ice sheet in québec–labrador. In *Developments in quaternary sciences* (Vol. 15, p. 601-630). Elsevier.
- Ottesen, D., Dowdeswell, J. A., Benn, D. I., Kristensen, L., Christiansen, H. H., Christensen, O., Hansen, L., Lebesbye, E., Forwick, M., & Vorren, T. O. (2008). Submarine landforms characteristic of glacier surges in two Spitsbergen fjords. *Quaternary Science Reviews*, 27(15-16), 1583-1599. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.05.007>
- Ottesen, D., Stokes, C. R., Bøe, R., Rise, L., Longva, O., Thorsnes, T., Olesen, O., Bugge, T., Lepland, A., & Hestvik, O. B. (2016). Landform assemblages and sedimentary processes along the Norwegian Channel Ice Stream. *Sedimentary Geology*, 338, 115-137. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.01.024>
- Padman, L., Siegfried, M. R., & Fricker, H. A. (2018). Ocean Tide Influences on the Antarctic and Greenland Ice Sheets. *Reviews of Geophysics*, 56(1), 142-184. <https://doi.org/10.1002/2016RG000546>
- Parizek, B. R., Christianson, K., Anandakrishnan, S., Alley, R. B., Walker, R. T., Edwards, R. A., Wolfe, D. S., Bertini, G. T., Rinehart, S. K., Bindschadler, R. A., & Nowicki, S. M. J. (2013). Dynamic (in)stability of Thwaites Glacier, West Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 118(2), 638-655. <https://doi.org/10.1002/jgrf.20044>
- Pattyn, F. (2018). The paradigm shift in Antarctic ice sheet modelling. *Nature Communications*, 9(1), 2728. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-05003-z>
- Pfeffer, W. T. (2007). A simple mechanism for irreversible tidewater glacier retreat. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(F3), 2006JF000590. <https://doi.org/10.1029/2006JF000590>
- Pinet, N., Brake, V., Campbell, C., & Duchesne, M. (2011). Seafloor and Shallow Subsurface of the St. Lawrence River Estuary. *GEOSCIENCE CANADA*, 38(1).

- Pinet, N., Lavoie, D., Keating, P., & Duchesne, M. (2013). The St Lawrence Platform and Appalachian deformation front in the St Lawrence Estuary and adjacent areas (Quebec, Canada): Structural complexity revealed by magnetic and seismic imaging. *Geological Magazine*, 151(6), 996-1012. <https://doi.org/10.1017/S0016756813001015>
- Rack, W., King, M. A., Marsh, O. J., Wild, C. T., & Floricioiu, D. (2017). Analysis of ice shelf flexure and its InSAR representation in the grounding zone of the southern McMurdo Ice Shelf. *The Cryosphere*, 11(6), 2481-2490. <https://doi.org/10.5194/tc-11-2481-2017>
- Ranganathan, M., Minchew, B., Meyer, C. R., & Gudmundsson, G. H. (2021). A new approach to inferring basal drag and ice rheology in ice streams, with applications to West Antarctic Ice Streams. *Journal of Glaciology*, 67(262), 229-242.
- Rignot, E., Fenty, I., Xu, Y., Cai, C., & Kemp, C. (2015). Undercutting of marine-terminating glaciers in West Greenland. *Geophysical Research Letters*, 42(14), 5909-5917. <https://doi.org/10.1002/2015GL064236>
- Rosier, S. H. R., & Gudmundsson, G. H. (2018). Tidal bending of ice shelves as a mechanism for large-scale temporal variations in ice flow. *The Cryosphere*, 12(5), 1699-1713. <https://doi.org/10.5194/tc-12-1699-2018>
- Rosier, S. H. R., Reese, R., Donges, J. F., De Rydt, J., Gudmundsson, G. H., & Winkelmann, R. (2021). The tipping points and early warning indicators for Pine Island Glacier, West Antarctica. *The Cryosphere*, 15(3), 1501-1516. <https://doi.org/10.5194/tc-15-1501-2021>
- Sasseville, C., Clauer, N., & Tremblay, A. (2012). Timing of fault reactivation in the upper crust of the St. Lawrence rift system, Canada, by K–Ar dating of illite-rich fault rocks1GEOTOP Contribution 2012-0002. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 49(5), 637-652. <https://doi.org/10.1139/e2012-008>
- Sayag, R., & Worster, M. G. (2011). Elastic response of a grounded ice sheet coupled to a floating ice shelf. *Physical Review E*, 84(3), 036111. <https://doi.org/10.1103/PhysRevE.84.036111>
- Sergienko, O. V., Creyts, T. T., & Hindmarsh, R. C. A. (2014). Similarity of organized patterns in driving and basal stresses of Antarctic and Greenland ice sheets beneath extensive areas of basal sliding. *Geophysical Research Letters*, 41(11), 3925-3932. <https://doi.org/10.1002/2014GL059976>
- Sergienko, O. V., & Wingham, D. J. (2022). Bed topography and marine ice-sheet stability. *Journal of Glaciology*, 68(267), 124-138.
- Shaw, J., Gareau, P., & Courtney, R. C. (2002). Palaeogeography of Atlantic Canada 13–0 kyr. *Quaternary Science Reviews*.
- Shaw, J., Gilbert, R. G., Sharpe, D. R., Lesemann, J.-E., & Young, R. R. (2020). The origins of s-forms : Form similarity, process analogy, and links to high-energy, subglacial meltwater flows. *Earth-Science Reviews*, 200, 102994. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102994>
- Shaw, J., Piper, D. J. W., Fader, G. B. J., King, E. L., Todd, B. J., Bell, T., Batterson, M. J., & Liverman, D. G. E. (2006). A conceptual model of the deglaciation of Atlantic Canada. *Quaternary Science Reviews*, 25(17-18), 2059-2081. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.03.002>
- Siman-Tov, S., Stock, G. M., Brodsky, E. E., & White, J. C. (2017). The coating layer of glacial polish. *Geology*, 45(11), 987-990. <https://doi.org/10.1130/G39281.1>
- Skyttä, P., Nordbäck, N., Ojala, A., Putkinen, N., Aaltonen, I., Engström, J., Mattila, J., & Ovaskainen, N. (2023). The interplay of bedrock fractures and glacial erosion in defining the

- present-day land surface topography in mesoscopically isotropic crystalline rocks. *Earth Surface Processes and Landforms*, 48(10), 1956-1968. <https://doi.org/10.1002/esp.5596>
- Smith, A. M., Jordan, T. A., Ferraccioli, F., & Bingham, R. G. (2013). Influence of subglacial conditions on ice stream dynamics : Seismic and potential field data from Pine Island Glacier, West Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(4), 1471-1482. <https://doi.org/10.1029/2012JB009582>
- Stokes, C. R., Tarasov, L., Blomdin, R., Cronin, T. M., Fisher, T. G., Gyllencreutz, R., Hättestrand, C., Heyman, J., Hindmarsh, R. C. A., Hughes, A. L. C., Jakobsson, M., Kirchner, N., Livingstone, S. J., Margold, M., Murton, J. B., Noormets, R., Peltier, W. R., Peteet, D. M., Piper, D. J. W., ... Teller, J. T. (2015). On the reconstruction of palaeo-ice sheets : Recent advances and future challenges. *Quaternary Science Reviews*, 125, 15-49. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.07.016>
- Tarasov, L., Dyke, A. S., Neal, R. M., & Peltier, W. R. (2012). A data-calibrated distribution of deglacial chronologies for the North American ice complex from glaciological modeling. *Earth and Planetary Science Letters*, 315, 30-40.
- Thompson, A. C., Iverson, N. R., & Zoet, L. K. (2020). Controls on Subglacial Rock Friction : Experiments With Debris in Temperate Ice. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 125(10), e2020JF005718. <https://doi.org/10.1029/2020JF005718>
- Tremblay, A., Long, B., & Massé, M. (2003). Supracrustal faults of the St. Lawrence rift system, Québec : Kinematics and geometry as revealed by field mapping and marine seismic reflection data. *Tectonophysics*, 369(3-4), 231-252. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00227-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00227-0)
- Tremblay, A., Roden-Tice, M. K., Brandt, J. A., & Megan, T. W. (2013). Mesozoic fault reactivation along the St. Lawrence rift system, eastern Canada : Thermochronologic evidence from apatite fission-track dating. *Geological Society of America Bulletin*, 125(5-6), 794-810. <https://doi.org/10.1130/B30703.1>
- Vacchi, M., Engelhart, S. E., Nikitina, D., Ashe, E. L., Peltier, W. R., Roy, K., Kopp, R. E., & Horton, B. P. (2018). Postglacial relative sea-level histories along the eastern Canadian coastline. *Quaternary Science Reviews*, 201, 124-146.
- Verdecchia, A., Onwumeka, J., Liu, Y., & Harrington, R. M. (2022). Depth-Dependent Crustal Stress Rotation and Strength Variation in the Charlevoix Seismic Zone (CSZ), Québec, Canada. *Geophysical Research Letters*, 49(22), e2022GL100276. <https://doi.org/10.1029/2022GL100276>
- Walker, R. T., Parizek, B. R., Alley, R. B., Anandakrishnan, S., Riverman, K. L., & Christianson, K. (2013). Ice-shelf tidal flexure and subglacial pressure variations. *Earth and Planetary Science Letters*, 361, 422-428.
- Warburton, K. L. P., Hewitt, D. R., & Neufeld, J. A. (2020). Tidal Grounding-Line Migration Modulated by Subglacial Hydrology. *Geophysical Research Letters*, 47(17), e2020GL089088. <https://doi.org/10.1029/2020GL089088>
- Wild, C. T., Segabinazzi Dotto, T., Alley, K. E., Collao-Barríos, G., Muto, A., Hall, R. A., Truffer, M., Scambos, T. A., Heywood, K. J., & Pettit, E. C. (2022). *A Tale of Two Ice Shelves : Contrasting Behavior During the Regional Destabilization of the Dotson-Crosson Ice Shelf System, West Antarctica*. <https://doi.org/10.1002/essoar.10511566.1>
- Zoet, L. K., & Iverson, N. R. (2015). Experimental determination of a double-valued drag relationship for glacier sliding. *Journal of Glaciology*, 61(225), 1-7.



Vue depuis l'amont du complexe sédimentaire de Pentecôte

Partie B

Le complexe sédimentaire de Pentecôte



P3 : Affleurement typique du complexe sédimentaire

Chapitre 5

Le complexe sédimentaire de Pentecôte (CSP), approche géomorphologique

L'une des caractéristiques morphologiques particulières de la Côte-Nord du Saint-Laurent est la présence de nombreux complexes sédimentaires disséminés le long du littoral actuel sous forme de complexes deltaïques se prolongeant le plus souvent en fans sous-marins. Ils forment généralement de vastes corps sédimentaires (Normandeau et al., 2013, 2015, 2017 ; Dietrich et al., 2020). Ces différents complexes sédimentaires se sont mis en place à la suite du retrait de la marge de l'Inlandsis Laurentidien et de l'invasion de la mer de Goldthwait (figure 24 – chapitre 1 ; Occhietti et al., 2011, 2022 ; Dietrich et al., 2017a, 2020 ; Brouard, 2023). Ils s'initient à partir de 12 000 - 11 000 ans cal. BP en domaine glaciomarin et se construisent ensuite dans un contexte de baisse du niveau marin relatif lié au réajustement isostatique postglaciaire (p. ex. : Dietrich et al., 2017a, 2020 ; Poiré et al., 2018 ; Occhietti et al., 2011 ; 2022).

1. Positionnement du CSP par rapport aux systèmes morainiques de la Côte-Nord

Le contexte régional paléo-glaciaire dans lequel se construit le complexe sédimentaire de Pentecôte (CSP) inclut quatre systèmes morainiques. Deux d'entre eux sont considérés comme des systèmes majeurs du fait de leur extension spatiale. Le système morainique de Baie-Trinité est composé d'une moraine continentale traversant le promontoire de Pointe-des-Monts (séparant l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent) et de moraines délavées s'étirant de part et d'autre du promontoire (figure 1). Il marque une stabilisation de la marge glaciaire entre 11 500 et 10 800 ans cal. BP (p. ex. : Dubois, 1977 ; Dubois et Dionne, 1985 ; Dykes, 2004 ; Guyard et al., 2011 ; Occhietti et al., 2011 ; Lajeunesse et al., 2019) et doit correspondre par extension à la moraine Belles-amours au Labrador datée récemment (Couette et al., 2023). Le second complexe morainique, dit moraine de la Côte-Nord traverse le CSP et marque une stabilisation continentale de la marge glaciaire (figure 72) enregistrée vers 10 800 à 8 200 ans cal. BP (Dredge, 1976 ; Ullman et al., 2016 ; Dietrich et al., 2017a).

À la suite du suivi cartographique des systèmes morainiques mené à partir des données LiDAR dans le cadre de cette étude (traits rouges de la figure 72), il est intéressant de constater une possible continuité entre le système des prismes de lignes d'ancrage au large de Sept-Îles à environ 12 500 ans cal. BP (Lajeunesse & St-Onge, 2013 ; Lajeunesse et al., 2019) et le

système morainique de Baie-Trinité à 11 500 – 10 800 ans cal. BP situé par extension à l’aval du système de la Côte-Nord (p. ex. : Dubois, 1977 ; Dubois & Dionne, 1985 ; Dykes, 2004 ; Guyard et al., 2011 ; Occhietti et al., 2011 ; Lajeunesse et al., 2019). Une connexion a été proposée entre le système morainique de Baie-Trinité et les prismes de lignes d’ancrage de profondeur intermédiaire au large du CSP. Cette interprétation a été facilitée par la présence d’un système côtier intermédiaire de moraines délavées (traits marrons ; figure 72).

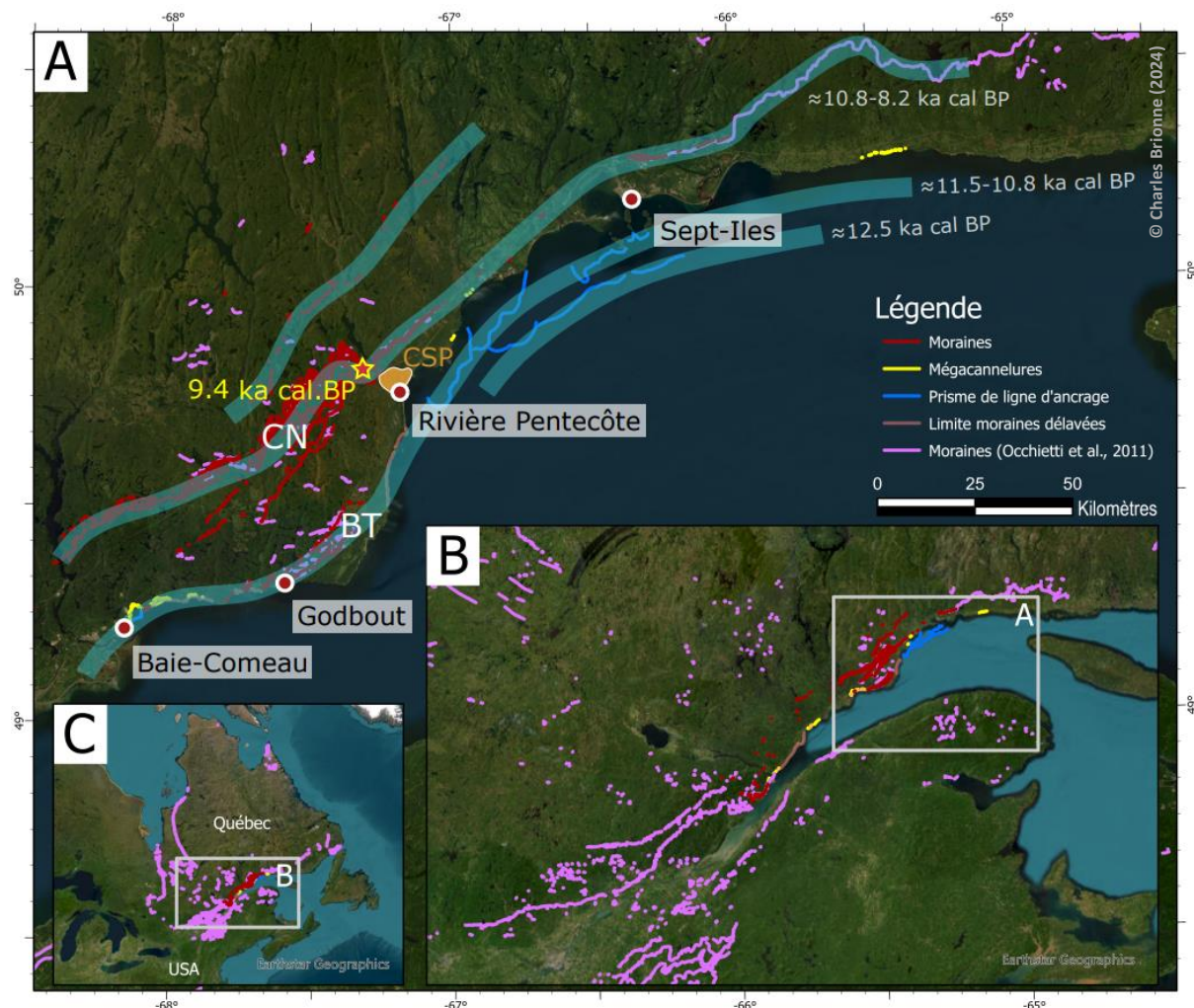


Figure 72 : Carte représentant le contexte morainique au Québec (C), sur la Côte-Nord (B) et à proximité directe du CSP (A). Les moraines en traits violets sont issues des travaux de Occhietti et al., 2011, celles cartographiées lors de cette étude sont représentées en traits rouges. Les prismes de lignes d’ancrage (Lajeunesse et al., 2019) sont représentés en traits bleus et les limites des moraines délavées en traits marron. Quatre systèmes morainiques sont représentés en traits bleus épais. CN : Moraine de la Côte-Nord ; BT : Moraine de Baie-Trinité ; CSP : Complexe sédimentaire de Pentecôte, indiqué en orange. L’étoile rouge/jaune indique l’âge par datations cosmogéniques (Couette et al., 2024 en préparation, cf. tableau 2).

Le système morainique passant au nord de Sept-Îles, englobant la moraine du Lac Daigle et son complexe deltaïque, est daté entre 10 800 et 8 200 ans cal. BP (Occhietti et al., 2011 ; Dietrich et al., 2017). Il est possible de proposer une connexion avec la moraine de la

Côte-Nord datée vers 9 300 et 8 200 ans cal. BP (Dredge, 1976 ; Ullman et al., 2016 ; Dietrich et al., 2017). Les deux systèmes sont également reliés par le biais de différents segments de moraines cartographiés se raccordant successivement (figure 72). Enfin, plusieurs prélèvements de la campagne de juin 2021 à proximité du CSP ont donné lieu à des datations cosmogéniques. Ces datations ont été réalisées par Pierre-Olivier Couette dans le cadre de son projet de recherche, elles fournissent un âge assez similaire par comparaison avec les datations C¹⁴ existantes du CSP et par rapport au système morainique de Sept-Îles (tableau 2 ; Couette et al., 2024 en préparation).

	Latitude	Longitude	Altitude	LSDn	Incertitude interne	Incertitude externe
LP-03	49.81350	-67.33187	321	9404	483	921
LP-05	49.81348	-67.33222	328	9753	476	943
LP-10	49.78406	-67.28606	313	7795	392	759
LP-12	49.78358	-67.28519	320	9010	455	879
LP-13	49.78375	-67.28622	318	9303	503	925
Âge moyen du système morainique				9 387 +/- 773 ans cal. BP		

Tableau 2 : Tableau récapitulatif des 5 différents échantillons de datations cosmogéniques prélevées à proximité du CSP (la localisation est représentée par l'étoile rouge/jaune – figure 72). Les âges LSDn sont exprimés en années cal. BP (Couette et al., 2024 en préparation). Cet âge est représentatif de la moraine qui sera numérotée 4 sur la figure 87 (voir ci-dessous, section 2.8).

De plus, on remarque une ouverture en éventail des différentes lignes de moraines au sud-ouest du CSP, reflétée par la présence d'un haut-plateau situé à plus de 400 mètres d'altitude. Un quatrième système morainique notable du fait de son envergure spatiale (figures 72 et 73) est caractérisé en partie à l'amont des moraines de la Côte-Nord en passant par le lac Profond situé à environ 9 kilomètres de l'apex du lac Pentecôte. Il conduit au système des moraines de récession à son extrémité sud (figure 73). Ce système, passé inaperçu jusqu'ici, n'a toutefois pas encore été contraint temporellement. Cela s'explique par la faible amplitude des morphologies morainiques et par des positions des crêtes parfois discutables (p. ex. : position en bas de pente aval). Ce système est peut-être dû à une stabilisation de plus courte durée de la marge glaciaire lors de sa dynamique de retrait en domaine continental.

2. Données : Terrain, cartographie lidar et datation C¹⁴

La première étape de cette étude a été de mettre en place une cartographie géomorphologique sur la base de données LiDAR et d'observations de terrain. Différentes observations géomorphologiques et particularités sont présentées ci-après telles que les moraines, la limite marine, les terrasses fluviales, les plages soulevées et les évolutions récentes (système littoral, exploitation forestière). Enfin, de nouvelles datations 14C sur coquilles sont présentées.

2.1 Vue d'ensemble

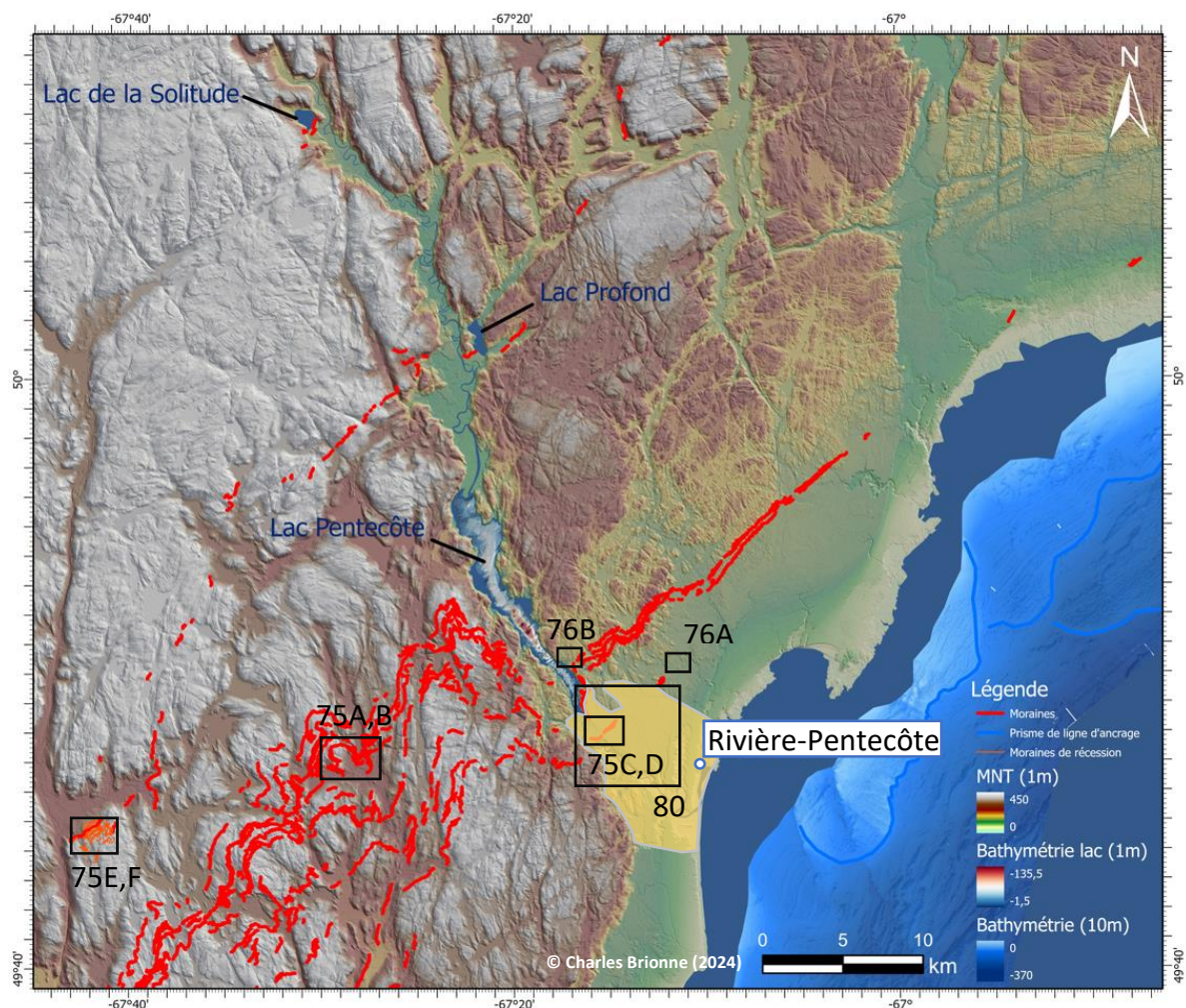


Figure 73 : Le complexe sédimentaire de Pentecôte (CSP ; zone orange) dans son contexte topographique (données LiDAR) et morainique. Ce dernier se compose successivement d'un prisme de lignes d'ancrage (traits bleus, en mer ; Lajeunesse et al., 2019), de diverses lignes morainiques continentales (traits rouges) et d'un petit système de moraines de récession (traits orange ; au SO de la carte). Les données bathymétriques dans le lac Pentecôte sont issues de Poiré et al. 2018.

Le CSP se localise entre le déversoir de l'actuel lac de Pentecôte et le village de Rivière-Pentecôte. Il s'étend sur un peu plus de 50 km² (figure 74). Il se situe à l'embouchure du système du lac Pentecôte décrit comme un système de fjord pouvant atteindre 136 m de bathymétrie (Poiré et al., 2018) et à l'amont d'un prisme de ligne d'ancrage en mer (figure 73, Lajeunesse et al., 2019) indiquant la stabilisation antérieure à celles permettant l'édification du complexe de Pentecôte. Au premier ordre, les données LiDAR nous permettent de différencier aisément la couverture de type socle (d'aspect rugueux en carte) de celle couverte de sédiments (à l'aspect lissé). Une caractéristique particulière de la zone bordant le CSP est la présence au sud-ouest d'un plateau compris entre 300 et 450 m d'altitude.

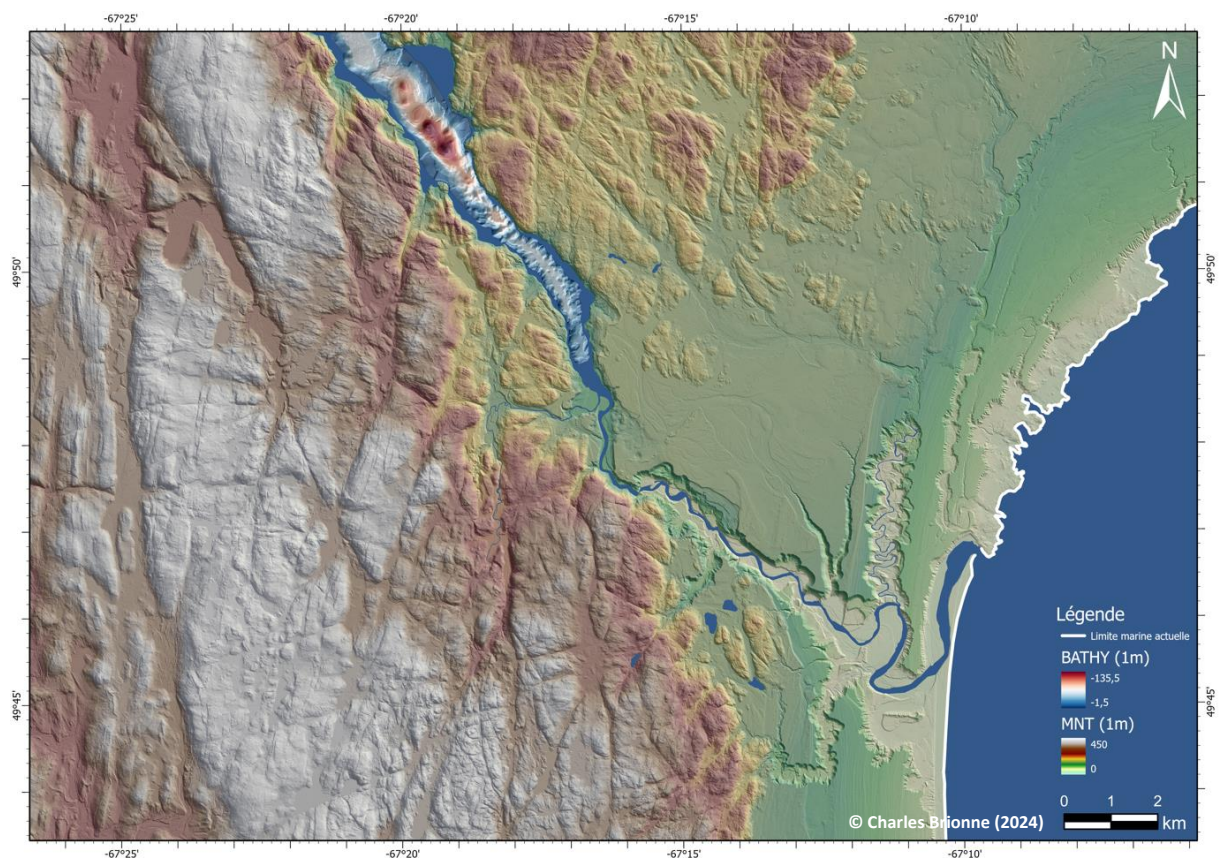


Figure 74 : Zoom de la carte de données brutes représentant la topographie sur et à proximité du CSP avec notamment les indices géomorphologiques bien visibles des terrasses fluvioglaciaires sur le toit du CSP.

2.2 Les moraines

Les moraines sont la signature géomorphologique d'événements de stabilisation de la marge glaciaire lors de son retrait sur le continent. Elles se forment par dépôts successifs et accumulations de débris sous- et supraglaciaires apportés à la marge du glacier par le

mécanisme d'écoulement glaciaire. Lors d'une stabilisation de la marge, ces dépôts forment de petits remparts, le volume de ces remparts est dépendant de la durée de la stabilisation de la marge et de la quantité de débris apportés que peut fournir le glacier (Benn & Evans, 2010). Les marges glaciaires sont sensibles à la topographie du plancher. La cartographie des moraines terminales sur le haut plateau au SO du CSP montre que le signal morainique a tendance à indiquer une position de la marge plus en aval dans les vallées et inversement sur les crêtes. On observe d'autant plus cette sensibilité dans les vallées lorsque les marges glaciaires sont peu épaisses (p. ex. inférieures à 800-900 m ; Lindbäck et al., 2014, 2018).

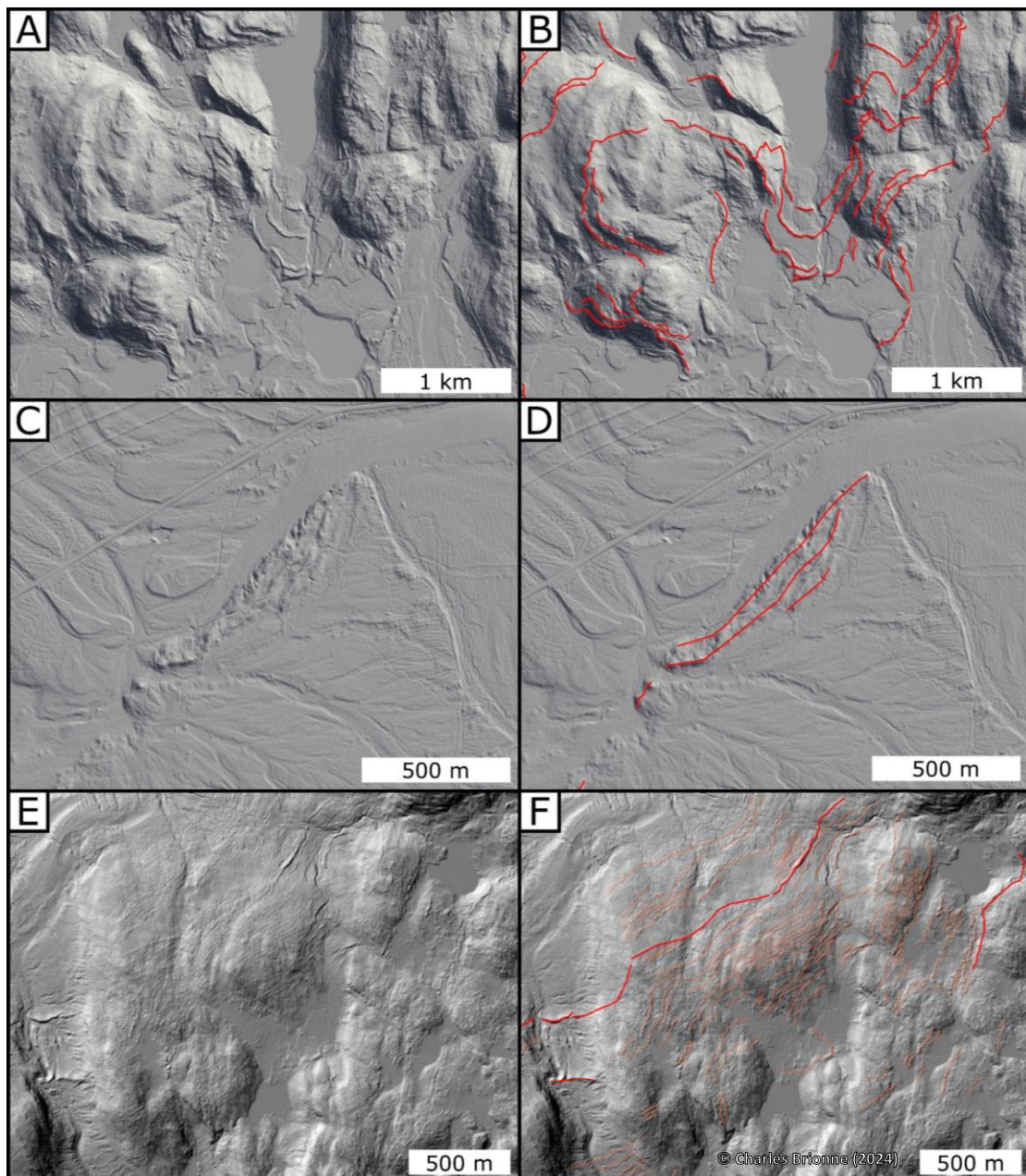


Figure 75 : Cartes LiDAR (ombrage à gauche et interprétations à droite) représentant un système de moraines terminales (A,B) ; des moraines de poussées (C,D) et des moraines de récessions (E,F). Les cadres de localisation apparaissent sur la figure 73.

Dans le cas de cette étude, trois types sont identifiés : les moraines terminales classiques (ou moraines frontales ; figure 75 A,B ; p. ex. : Benn & Evans, 2010 ; Winkler, 2010, 2020), les moraines de poussées (figure 75 C,D) et les moraines de récessions (figure 75 E,F). Le système morainique se sépare en deux zones contrastées : une zone correspondant au haut-plateau qui préserve mieux les épisodes de réavancées-stabilisations de la marge em étant moins sensible aux réavancées ; et, à l'inverse, une zone basse dominée par le dépôt du CSP avec une sensibilité accrue de la marge glaciaire, avec des réavancées plus marquées qui ont tendance à tronquer les enregistrements de stabilisations antérieures. Les moraines de poussées sont une sous-catégorie des moraines terminales. Elles sont issues de matériaux antérieurement déposés à la marge du glacier qui sont repris, poussés et glaciotectionnés plus en avant par une réavancée de la marge glaciaire (figure 75 C,D ; Bennett, 2001). Les moraines de poussées impliquent alors une réavancée notable et pas seulement une stabilisation. Les réavancées de ces systèmes peuvent être contrôlées par un signal climatique, celui corrélé aux variations de la température de l'air pendant la saison d'ablation (estivale) et aux variations de précipitations durant la saison d'accumulation (hivernale). Par exemple, les systèmes de moraines de poussées, notamment dans le cas des glaciers alpins peuvent être considérés comme un proxy climatique (Beedle et al., 2009), mais sont également indicateurs de dynamique auto-cycliques (p. ex. : crue glaciaire ; Winkelmann et al., 2010). Le système de moraine de poussée du CSP est génétiquement connecté à un système de sandur à l'aval sur lequel on observe les chenaux de drainage des eaux de fonte et débris sous-glaciaires (figure 75 C,D). Cette association entre moraine terminale (moraine de poussée) et système à sandur est analogue à celle du glacier de Werenskioldbreen, au Svalbard (p. ex. : figure 76 ; Kasprzak et al., 2020 ; Evans et al., 2022).

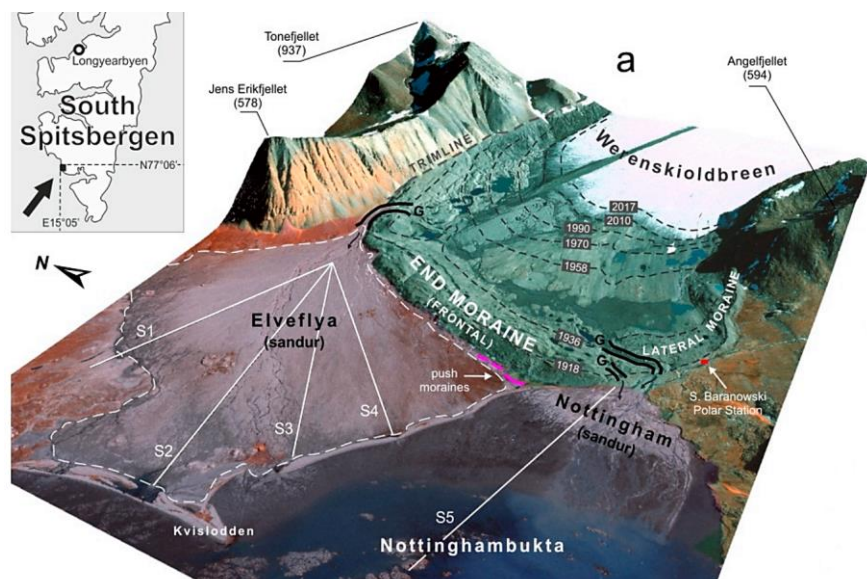


Figure 76 : Exemple d'un système de moraine terminale associée à un sandur, glacier de Werenskioldbreen, Svalbard (d'après Kasprzak et al., 2020).

Les systèmes morainiques peuvent être imbriqués et former une séquence de petites moraines rapprochées que l'on nomme des moraines de récessions. On peut parler de moraines annuelles lorsque les moraines se forment chaque année marquées par de petits retraits (saison estivale) et de petites réavancées-stabilisations (saison hivernale) de la marge glaciaire (Benn & Evans, 2010 ; Dowdeswell & Ottesen, 2016 ; Lonne, 2016 ; Farnsworth & Allart, 2024). Elles peuvent également être considérées comme un proxy climatique (p. ex. : Bradwell, 2004 ; Beedle et al., 2009 ; Lukas, 2012 ; Bradwell et al., 2013).

Localisation	Age	Taux de retrait (m/an)	Référence
SE Islande	1936-1964	25,6 m/an	Chandler et al., 2016
SO Canada	1990-2007	40 m/an	Beedle et al., 2009
Suisse	1982-2006	4 à 22 m/an	Lukas, 2012
Islande	1932-1950	30 m/an	Bradwell, 2004
SE Islande	1930-1940	24 m/an	Bradwell et al., 2013
	2005-2011	35 m/an	
Svalbard	1971-1985	400-500 m/an (période de surge glaciaire)	Lonne, 2016

Tableau 3 : Systèmes de moraines de récession et taux de retraits associées d'après quelques exemples de la littérature.

Concernant les moraines de récession au sud-ouest du CSP, on compte 30 moraines de récessions réparties sur un profil de 1 400 m de longueur, 25 d'entre elles étant encadrées par deux moraines plus importantes espacées de 1 250 m (trait rouge sur la figure 75F), ce qui correspond approximativement à une moraine de récession tous les 50 mètres (soit un taux de retrait de 50 m/an). On remarque des taux de retrait très comparables avec plusieurs systèmes de récessions de la littérature (tableau 3). Les âges absolus connus sont ceux de la première stabilisation sur le haut- plateau et celui de la dernière réavancée à l'aval de l'actuel lac de Pentecôte séparées par un intervalle de temps de 1450 ans (figure 87 et tableau 4), correspondant sur le haut-plateau à une distance de 12 km dans un profil amont-aval à proximité des moraines de récessions. Dans l'hypothèse d'un retrait plus ou moins constant de la marge glaciaire, on aurait des moraines de récessions annuelles avec un espacement entre moraines d'environ 8 m. Ce qui revient à dire que dans notre cas, avec un espacement

inter-moraine de 50 m que le signal représenterait le dépôt d'une moraine de récession environ tous les 6 ans. Ce résultat à titre indicatif est très proche de l'interprétation d'un signal de retrait annuel. Il faut également prendre en compte que la distance entre les deux moraines d'âge connu se situe à plus de 6 km à l'aval de la zone à moraines de récessions avec une mise en place postérieure et ainsi une dynamique glaciaire potentiellement différente. Il est donc tout à fait possible que le retrait de la marge glaciaire se soit légèrement accéléré (cf. section 3.1 de ce chapitre).

2.3 La limite marine et les indicateurs de niveaux marins

La limite marine marque les limites d'influence de la mer de Goldthwait (cf. section 6 du chapitre 1) dans la mise en place des dépôts sédimentaires. La littérature place cette limite à l'échelle régionale à des altimétries différentes : vers 130 m (Dionne, 1977), de 130 à 145 m (Dubois et al., 1984 ; Occhietti et al., 2011) et environ 150 m (Brouard et al., 2023). Cette limite peut toutefois varier localement, car elle est dépendante des paramètres locaux de la flexure glacio-isostatique locale — par exemple avec la présence d'une faille à rejeu postglaciaire (p. ex. : Simms et al., 2022) — et de la position de la marge glaciaire si la position de celle-ci ne permet pas l'invasion marine.

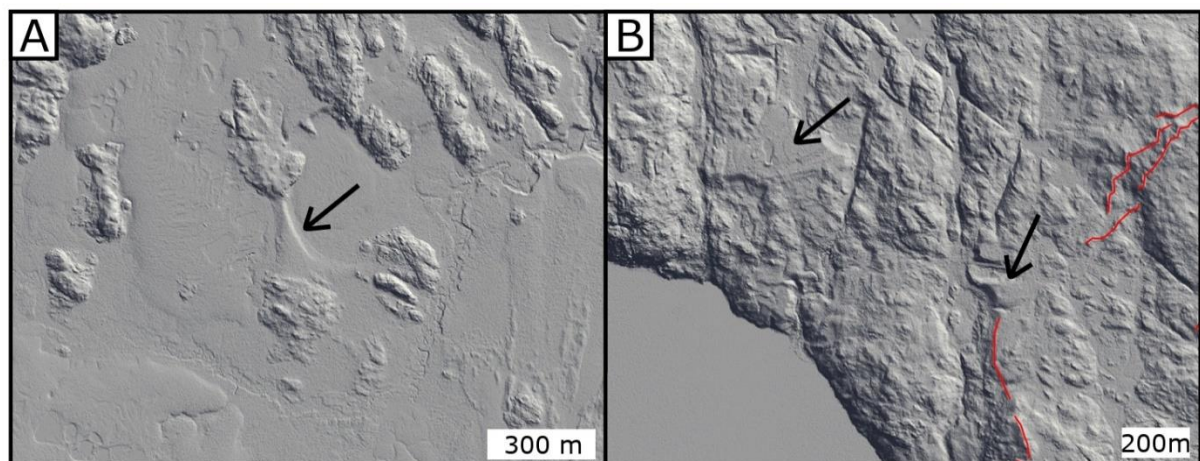
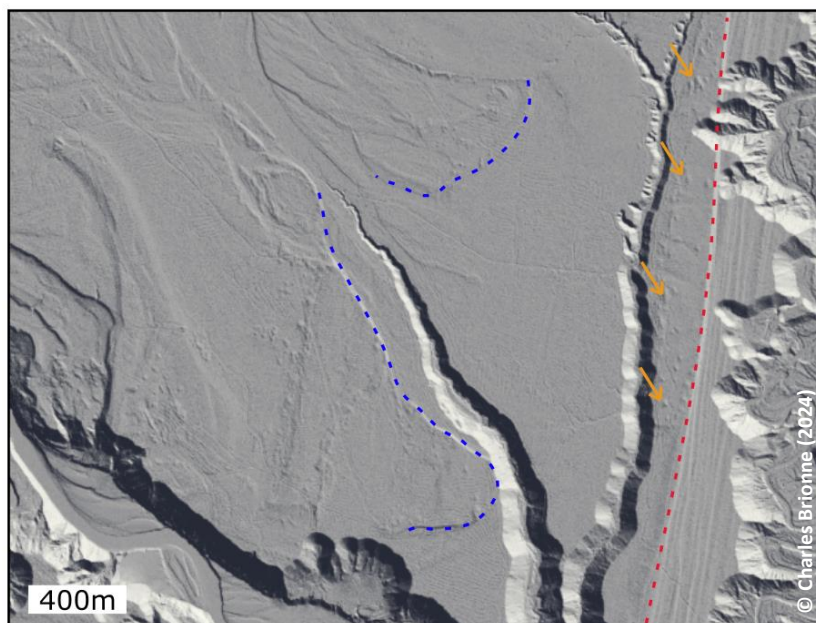


Figure 77 : Cartes LiDAR montrant par les flèches en (A) le système de tombolo à 119 m d'altitude et (B) les deux terrasses à 140 m d'origine discutée. Les localisations sont indiquées figure 73.

L'interprétation de la limite marine dans la zone d'étude du CSP est sujette à débat. D'un point de vue géomorphologique, deux systèmes peuvent correspondre à cette limite. La première est un système de tombolo à 119 m d'altitude fixant la limite supérieure des plus hautes plages (figure 77A). La seconde est représentée par un système de terrasses perchées à 140 m (figure 77B). Ce système est difficile à placer comme indicateur de la limite marine pour plusieurs raisons : (1) la terrasse aval est bordée à l'amont par une moraine terminale (traits rouge, figure 77 B), ce qui indique que les deux terrasses se sont formées de manière diachrone, (2) dans le cas où la terrasse est d'origine marine, cela implique qu'elle se mette en place très tôt dans l'histoire de remplissage du CSP, et tous les autres systèmes morainiques, en aval des deux terrasses discutées, seraient censés être plus jeunes (cf. datations par cosmonucléides, figure 72). Il paraît difficile dans ce cas que les avancées-retraits successifs de la marge aient préservé les terrasses. (3) L'analyse sédimentologique de la terrasse (cf. description détaillée section 3.1 faciès particulier du chapitre 6) montrent certains niveaux de placer. Ils peuvent être interprétés comme des placers résiduels ou fluviaux (p. ex. : Levson & Blyth, 1993 ; 2001) et montrent un assemblage très similaire aux environnements glaciolacustres du haut-plateau. Les différents verrous interprétatifs de la terrasse à 140 m me poussent à considérer une limite marine 'locale' vers 120 m représentée par le tombolo. Cette limite est donc en dessous de celles fixées par la littérature avec une moyenne à 140 m (Dionne, 1977 ; Dubois et al., 1984 ; Occhietti et al., 2011 ; Brouard et al., 2023). Etant donné la zone d'étude relativement restreinte, il est possible que cette limite marine ne se soit pas mise en place ou n'ait pas été préservée. Le cône d'épandage sous-marin



évoluant en delta ne permettant pas la mise en place d'une plage.

Figure 78 : Exemples d'indicateurs de niveau marin avec le petit estuaire en sortie d'un système fluvio-glaciaire (terrasse T3) avec un niveau à 110 mètres (trait bleu) et le plus haut niveau marin fixé à 105 mètres (trait rouge) associé.

D'autres indicateurs géomorphologiques de paléo niveaux marins sont observés sur le toit du CSP, notamment avec la présence de l'exutoire d'un système de terrasse fluvio-glaciaire associé à un niveau marin à 110 m (trait bleu, figure 78) et donc à un âge relatif (vers 9 400 ans cal. BP ; figure 21 du chapitre 1). Le niveau maximum des plages est observé à 105 m (trait rouge, figure 78). Il est mis en valeur par la présence de hautes plages surmontées de dunes éoliennes (flèches orange, figure 78). Une explication détaillée des systèmes associées de plages soulevées et dunes éoliennes est proposée en section 2.5 de ce chapitre.

2.4 Les terrasses

Les terrasses peuvent être d'origine marine ou lacustre, fluviale ou glaciaire. Elles se forment sous l'effet de phases successives de remblaiement et de creusement. Les terrasses d'origine marine sont un indicateur de paléo-niveaux de la mer. Les terrasses marines peuvent être caractérisées comme des terrasses d'abrasions lorsqu'elles sont soumises au mécanisme d'érosion côtière (p. ex. : Trenhaile, 2002 ; Pedoja et al., 2006, 2018). Les terrasses fluviales peuvent être de deux types (Blum et al., 2013) : (1) les systèmes étagés (figure 79), qui se représentent comme des terrasses échelonnées les unes par rapport aux autres et séparées par des affleurements intermédiaires du substratum ; et (2) les systèmes emboîtés (figure 79) où les phases d'incision sont séparées par des phases d'aggradation sédimentaire.

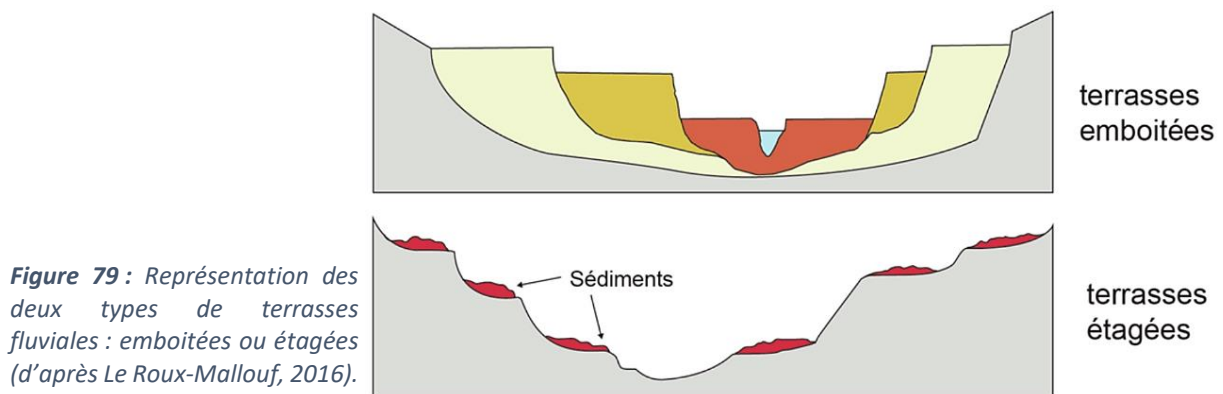


Figure 79 : Représentation des deux types de terrasses fluviales : emboîtées ou étagées (d'après Le Roux-Mallouf, 2016).

Trois mécanismes contrôlent la formation des terrasses : les oscillations climatiques, les variations du niveau marin et les déformations tectoniques (Blum et al., 2013 ; Schanz et al., 2018 ; Schlunegger et al., 2023). Pour la sous-catégorie des terrasses fluvio-glaciaires (Evans et al., 2017), le facteur climatique est essentiel et impacte les deux premiers facteurs de contrôle. Le transport et le dépôt des matériaux sont issus de l'écoulement des eaux de

fonte glaciaire. Le système fluvioglaciaire aggrade lorsque la marge glaciaire se stabilise ou réavance. En effet, la chute de niveau marin n'implique pas l'incision, si les apports sédimentaires sont suffisants, il y a progradation, voire une légère aggradation du système (p. ex. : Dietrich et al., 2017a,b). On parle de sandur pour définir la plaine d'épandage fluvioglaciaire à la marge du glacier ; c'est lorsque ce système est incisé que l'on parle de terrasse fluvioglaciaire (Lowe & Walker, 1984 ; Kjaer et al., 2004 ; Marren, 2005 ; Harrison et al., 2022). La zone d'étude se compose d'un système de 5 terrasses emboîtées au toit du CSP (nommé T1 à T5 ; figure 81). On note plusieurs associations avec d'autres systèmes géomorphologiques, la terrasse T4 à un niveau marin d'environ + 105 m (figure 78 et flèche bleue figure 80) et les terrasses T2 et T4 sont associées à deux systèmes morainiques distincts (flèches rouges, figure 80). Une cartographie qui ressemble beaucoup à celle des systèmes de sandur delta proposée par les travaux de Kurjanski et al., 2021 (cf. figure 135). La terrasse T5 traduit le premier encaissement de la rivière Pentecôte après son avulsion dans une position proche de son actuel lit (T5 ; figure 80).

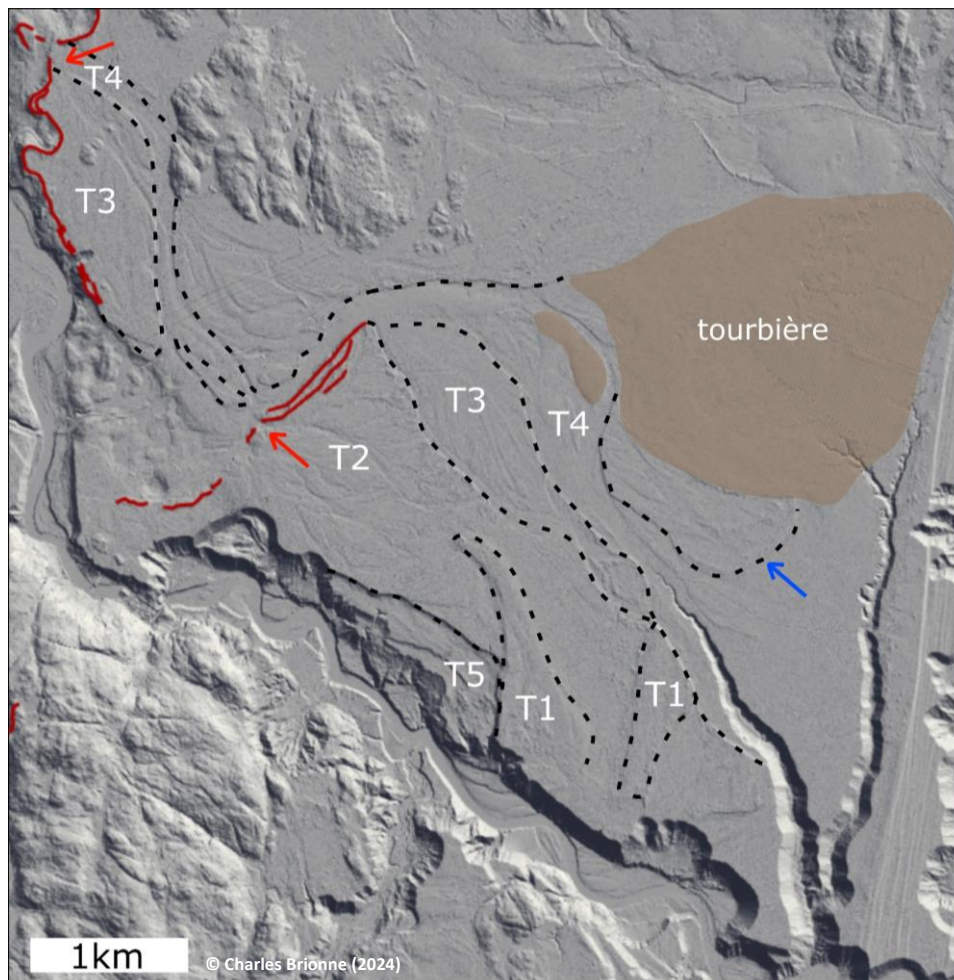


Figure 80 : Carte interprétative des relations entre terrasses fluvioglaciaires au toit du CSP. Les lignes en pointillé représentent les surfaces de recoupement entre les différentes terrasses. Les flèches rouges indiquent les relations entre les systèmes morainiques et les terrasses T2 et T4. La flèche bleue indique l'association entre la terrasse T4 et le niveau marin à environ +105 m. La tourbière cache une partie des terrasses T3 et T4.

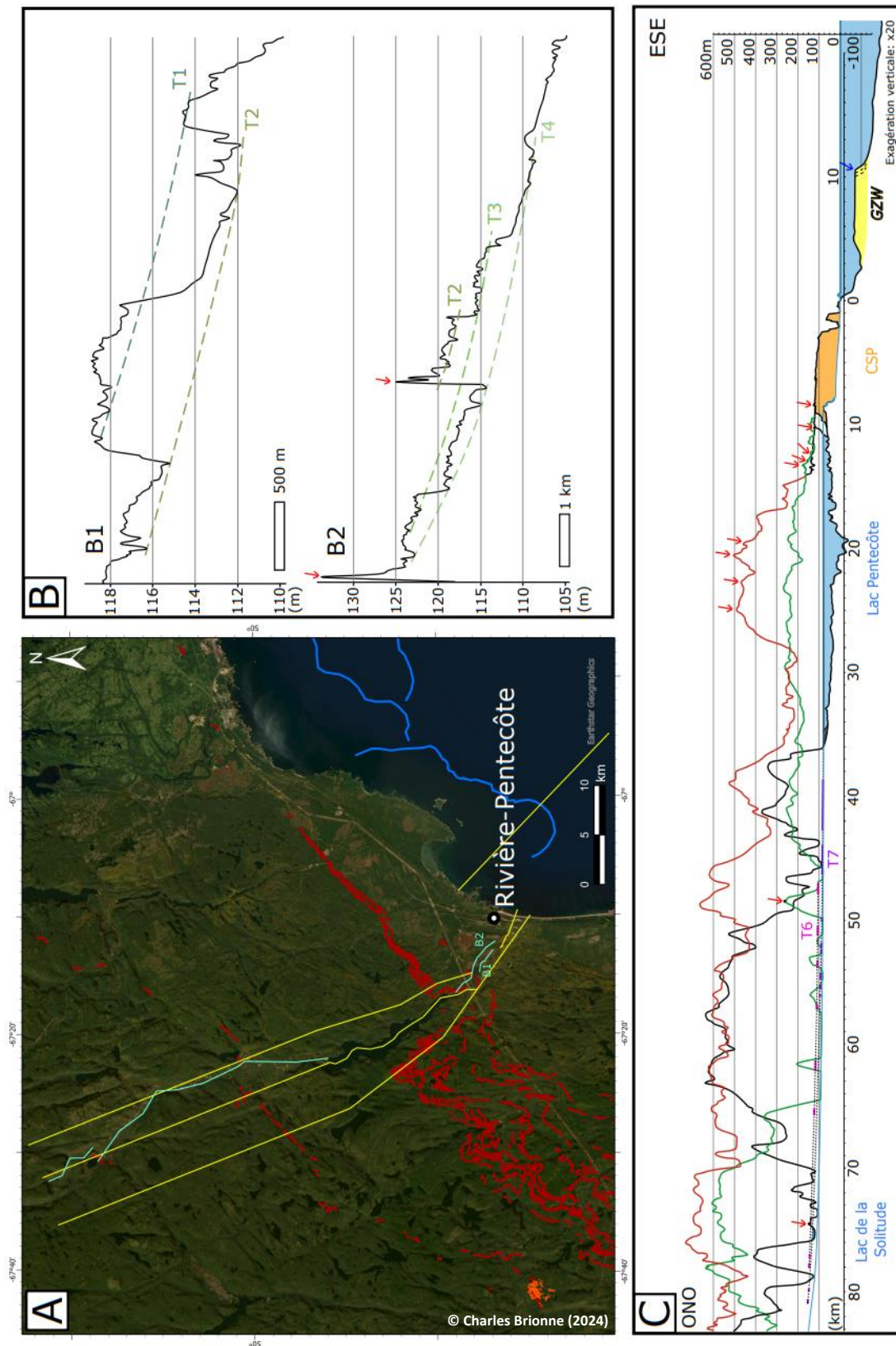
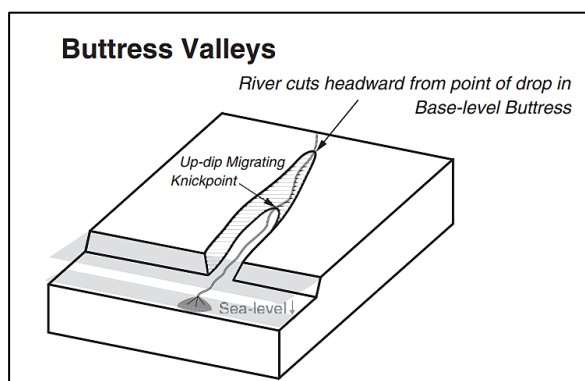


Figure 81 : (A) Carte de localisation des profils topographiques (ligne jaune) et des terrasses (ligne bleue). (B) Profils de corrélation (ligne pointillée) montrant les 4 terrasses fluvio-glaciaires identifiées sur le toit du CSP. (C) Profils topo-bathymétriques larges encadrant le CSP avec le profil topographique nord (ligne verte), sud (ligne rouge), centrale (ligne noire) avec les terrasses fluviales à l'amont du lac (T6 en ligne rose, T7 en ligne violette). Les flèches rouges indiquent les moraines et la flèche bleue indique le prisme de ligne d'ancrage.

Les profils de terrasses (figure 81 B) reflètent des profils fluviaux concaves avec des pentes élevées à l'amont et des pentes plus douces à l'aval (Roattino et al., 2021) qui s'horizontalisent à l'approche des plages. L'interprétation de ces profils n'est pourtant pas simple car ces derniers passent par des systèmes de barres, de chenaux, et la présence de tourbière recouvrant une partie des terrasses T3 et T4 empêche l'interprétation de recoupements entre terrasses et l'association avec un éventuel niveau marin. Deux autres systèmes de terrasses ont été cartographiés à l'amont du CSP entre l'amont du lac Pentecôte et le lac de la Solitude (T6 et T7, figure 81 C). Ces terrasses sont expliquées comme étant la signature de deux niveaux altimétriques successifs du lac Pentecôte, un niveau à 100 m avant le percement du barrage morainique, c'est-à-dire l'avulsion vers l'actuel emplacement de la rivière Pentecôte et un niveau à 80 m contraint par l'actuel seuil rocheux du lac. Ces différentes interprétations permettent d'établir une chronologie relative de formation de ces terrasses, résumées sous forme de carte (figure 86). On remarque également la présence de deux terrasses glacio-lacustres sur le haut plateau au sud du CSP à 248 et 330 m d'altitude. Elles sont expliquées par le blocage de l'exutoire par la marge glaciaire. Elles ne sont pas interprétées comme des terrasses marines, car leurs altimétries sont bien supérieures à la limite marine de la zone (Dionne, 1977 ; Dubois et al., 1984 ; Occhietti et al., 2011 ; Brouard et al., 2023).

2.5 Les plages soulevées

On identifie à l'aval du CSP, une succession de plages soulevées d'environ 119 m d'altimétrie (représentée par un tombolo ; figure 77A) jusqu'au niveau marin actuel. Elles sont la signature de la chute progressive du niveau marin relatif (cf. section 6 du chapitre 1 ; Dietrich et al., 2017, 2020). Les processus de plages ont probablement rectifié légèrement le



profil topographique en lit frontal (ligne pointillée, figure 83 E) hérité de la géométrie deltaïque à l'exutoire du système de terrasses fluvio-glaciaires. Les niveaux les plus anciens des plages soulevées (et donc les plus hauts

Figure 82 : Système de vallées à contrefort (buttress valleys) d'après Holbrook et Bhattacharya, 2012.

altimétriquement) sont surmontés par des dunes en haut de plage, voire de dunes éoliennes (p. ex. : associées à un niveau de plage à 110 m ; figure 83 B,C,D). Les plages soulevées sont incisées par des systèmes de vallées à contreforts (figure 83 A,C ; *buttress valleys*) qui se forment par migration d'un *knickpoint* migrant depuis les plages vers l'amont afin de s'adapter à la chute progressive du NMR (figure 82 ; Holbrock & Bhattacharya, 2012).

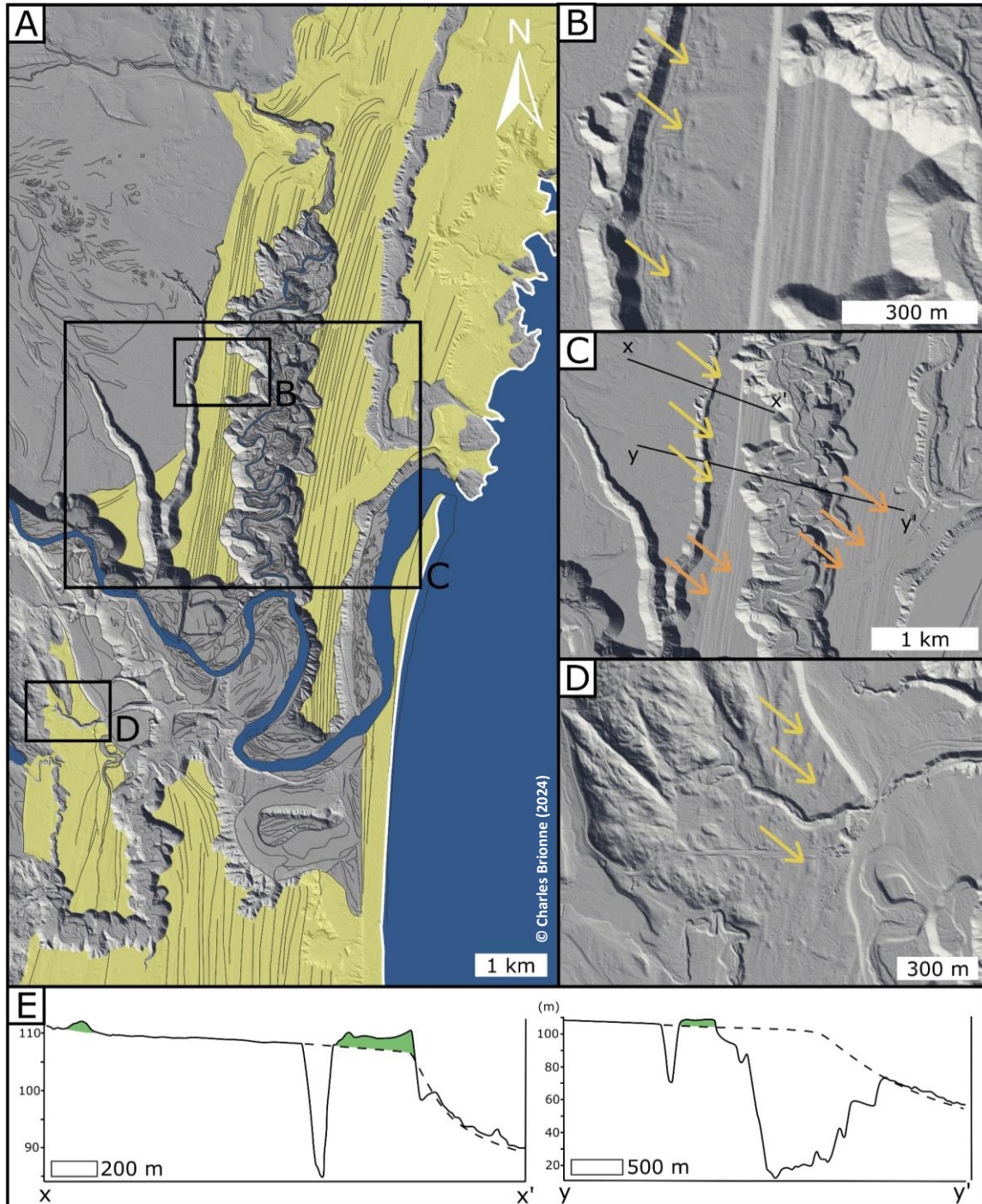


Figure 83 : Localisation du système de plages soulevées à l'aval du CSP ; (B) un zoom montrant les plages soulevées les plus hautes associées en haut de plages aux dunes éoliennes ; (B, C, D) les flèches jaunes indiquent les dunes éoliennes en haut de plage, et les flèches orange indiquent plusieurs des différents niveaux de plages soulevées ; (E) coupes montrant la position des plages soulevées (le dernier lit frontal deltaïque) et la zone verte montrant les dunes de hautes plages.

2.6 Les kettles

Les *kettles* sont des formes glaciaires représentant des zones d'affaissement causées par la fonte de blocs de glace enfouis sous les sédiments glaciaires. On les retrouve généralement dans les zones d'épandages rassemblant de nombreuses *kettles*, on les appelle aussi *pitted outwash* pour celles qui ne sont pas localisées dans le lac (figure 84 ; Twaites, 1926 ; Benn & Evans, 2010 ; Evans et al., 2023 ; Sledz et al., 2023). Ces dépressions sont parfois remplies d'eau, notamment lorsque le niveau de la nappe phréatique le permet. Le paysage rappelle celui d'une zone à permafrost discontinu qu'on retrouve typiquement dans les toundra (p. ex. : Vincent et al., 2017 ; Wang et al., 2018) lorsque des blocs de glace piégée dans le sol de taille parfois décamétrique fondent, déformant ainsi la surface topographique.

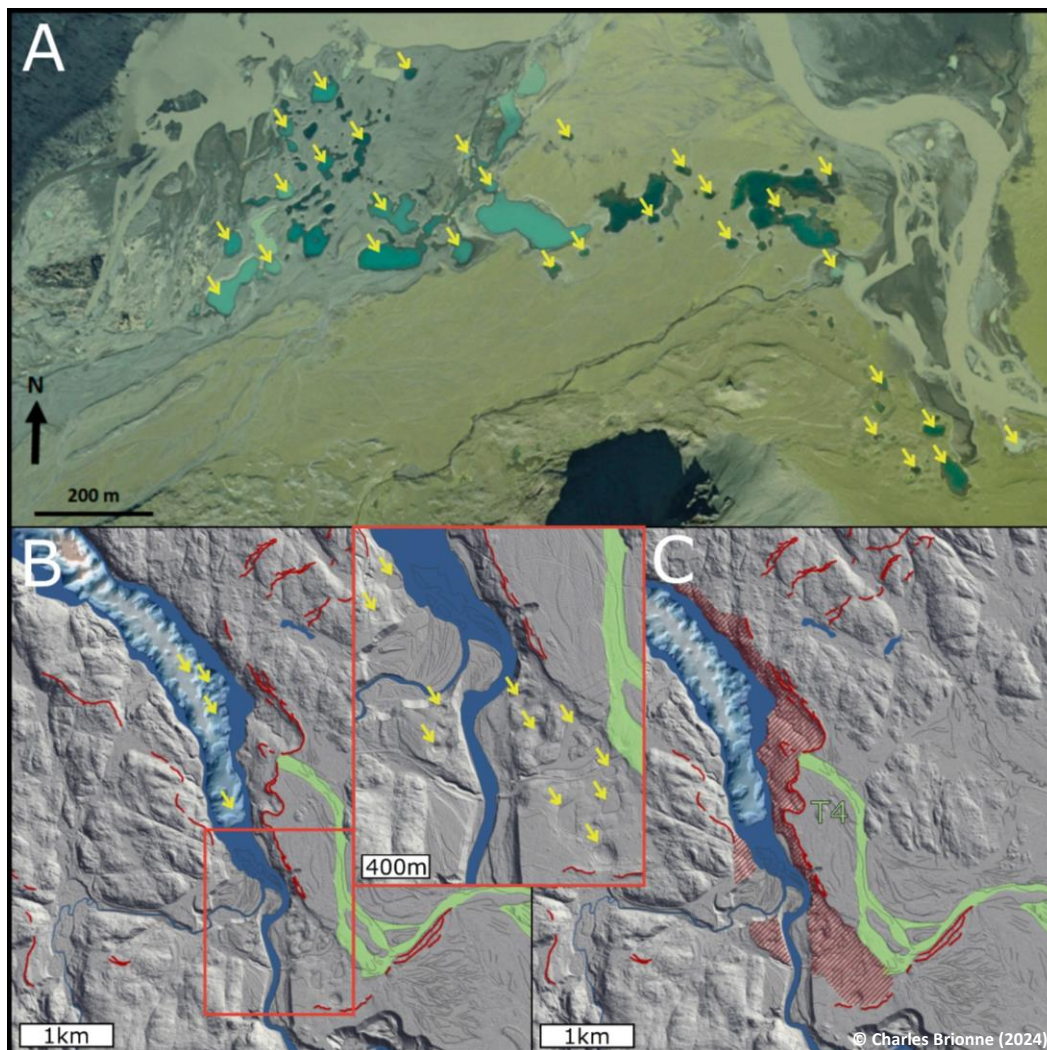


Figure 84 : (A) Photographie aérienne d'un système de kettles et terrasses de kame, système de piedmont, Est Mýrdalsjökull, Islande, d'après Evans et al., 2018 (B) Imagerie LiDAR du système de pitted outwash au toit du CSP. Les kettles sont indiquées par les flèches jaunes. (C) Interprétation du positionnement de la dernière réavancée de la marge glaciaire, associée à la terrasse glaciofluviale T4 (en vert). Réalisation (B,C) : C. Brionne (2024).

Le CSP est concerné par la présence d'un paysage fortement déformé à *kettles*, cette zone se situe entre l'aval du lac Pentecôte et son déversoir (figure 84 B). Cette zone est interprétée comme la dernière réavancée de la marge glaciaire contenue en partie par la topographie en fjord bordant le lac (Poiré et al., 2018) et étant génétiquement liée à la construction de la terrasse T4. Cette dernière réavancée reflète une langue glaciaire relativement peu épaisse qui a fondu sur place, laissant ainsi ce paysage parsemé de *kettles* (figure 84 C ; Fleisher, 1986 ; Eilertsen et al., 2016).

2.7 Datations C^{14} sur coquilles

Le CSP a donné lieu à plusieurs datations radiocarbone. Dans la littérature, deux sites à coquilles sont concernés (Dredge, 1976 ; Dietrich et al., 2017). La datation de Dredge (1976) à 9 127 +/- 40 ans cal. BP, localisé à 49° 45 'N/67°10'W, ne permet pas de situer de manière précise la zone de prélèvement. Toutefois, les coquilles y sont décrites comme étant issues de

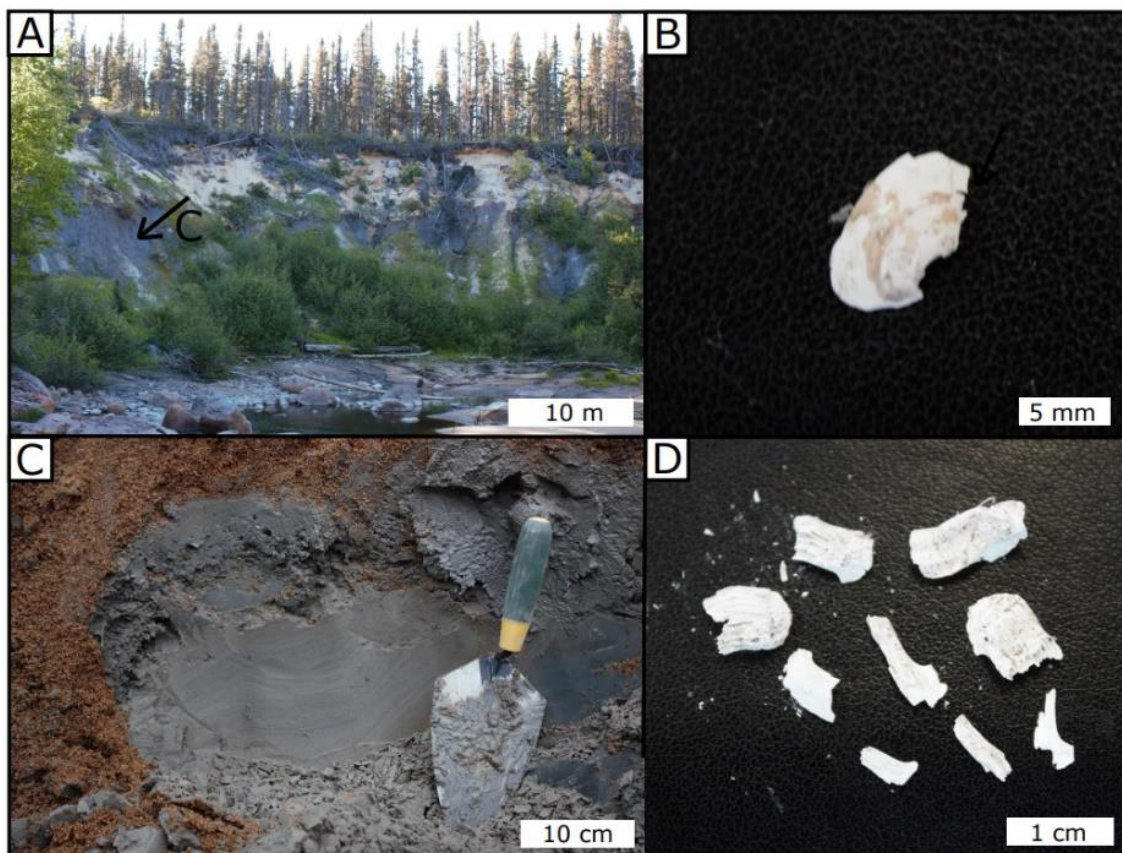


Figure 85 : (A) Affleurement situé à l'amont de la rivière Du Pont, la flèche noire indique la position de la coupe C et de l'emplacement des coquilles retrouvées. (B) Zoom de la coquille échantillon RP-06. (C) Coupe sédimentaire de l'emplacement des coquilles RP-09, avec la présence d'argile massive et argile laminée. (D) Zoom des coquilles échantillon RP-09.

sédiments littoraux ou d'eau peu profonde, aujourd'hui présents à 40 m d'altitude. La datation de Dietrich et al. (2017b) à 9 434 +/- 35 ans cal. BP réalisée par l'équipe en 2014 se localise en sommet de coupe de l'affleurement P1 (figures 87 et figure 98). Elles ne sont pas dans le tout dernier lit frontal (*foreset*) mais à une dizaine de mètres sous les plages, un résultat cohérent avec l'âge de Dredge (1976). Ces deux sites se localisent à l'aval du CSP et plus précisément dans les derniers lits frontaux (p. ex. : les plus externes) du système deltaïque, ce qui correspond donc à peu près à l'âge de fin de remplissage du CSP, peu avant la mise en place des plages (figure 87).

Référence	Matériel daté	Âges non calibrés (ans BP)	Âges calibrés (ans cal. BP)	Moyenne par site (ans cal. BP)
RP-06	Coquilles <i>Hiatella arctica</i>	9 855 +/- 25	10 620 +/- 25	Calibration Marine20 (Heaton et al., 2020) 10 575 +/- 25
RP-09	Coquilles <i>Hiatella arctica</i>	9795 +/- 20	10 529 +/- 20	
30-09-14-01 (Dietrich et al., 2017)	Coquilles	8 960 +/- 35	9 434 +/- 35	
GSC-1856 (Dredge, 1976)	Coquilles	8 280 +/- 80	9 127 +/- 40	
ULA- 10057	Coquilles f. <i>Unionidae</i>	4 585 +/- 20	3 362 +/- 20	Calibration IntCal.20 (Reimer et al., 2020) 3 358 +/- 20
ULA- 10058	Coquilles f. <i>Unionidae</i>	4 570 +/- 20	3 353 +/- 20	

Tableau 4 : Tableau récapitulatif des datations carbone 14 du CSP, séparées en âges bruts et calibrés, puis moyennés selon les deux sites datés lors de cet étude.

Lors de la campagne terrain de juin 2021, des coquilles ont été retrouvées dans 2 affleurements sédimentaires, donnant deux datations pour chacun d'entre eux. Ces quatre âges C¹⁴ s'ajoutent au deux précédentes décrites dans la littérature (cf. tableau 4). Les coquilles de RP-06 d'âge 10 620 ans cal. BP (figure 85 B) et RP-09 d'âge 10 529 ans cal. BP (figure 85 D) sont identifiées comme des *Hiatella arctica*. Les coquilles de l'échantillon RP-06 étaient en place vers 81 m d'altitude alors que celles de RP-09 n'étaient pas en place dans

l'affleurement. Sans cette deuxième position, il n'est pas possible de calculer un taux de sédimentation instantané. Il s'agit d'une espèce de bivalves d'eau salée de la famille des *Hiatellidae*. Leurs positions dans des argiles massives à galets délestés issues de la décantation générale à quelques mètres au-dessus du substratum rocheux. Ces deux âges nous permettent d'estimer l'âge de début du remplissage du CSP, daté vers 10 575 ans cal. BP (tableau 4). Cet âge couplé à celui du site aux datations de Dredge (1976) à 9 127 ans cal. BP marquant la fin du remplissage du CSP nous permet de fixer d'encadrer la formation du complexe et de préciser sa durée considérant une accumulation sédimentaire sur 1 450 ans, si l'on fait abstraction de la mise en place ultérieure des plages soulevées et de la pellicule de sables littoraux associés.

Le second lot de datations (ULA-10057, -58) est identifié comme étant des *périostrocum* (figure 86 C, D) de bivalves de la famille des *Unionidae*, retrouvées dans une lentille de sables grossiers à graviers (figure 85 A, B). Plusieurs *périostrocum* ont été retrouvés en position verticale, suggérant un enfouissement en position de vie. Il est toutefois difficile de s'avancer sur l'aspect autochtone de ces coquilles dans l'affleurement puisque la poche de

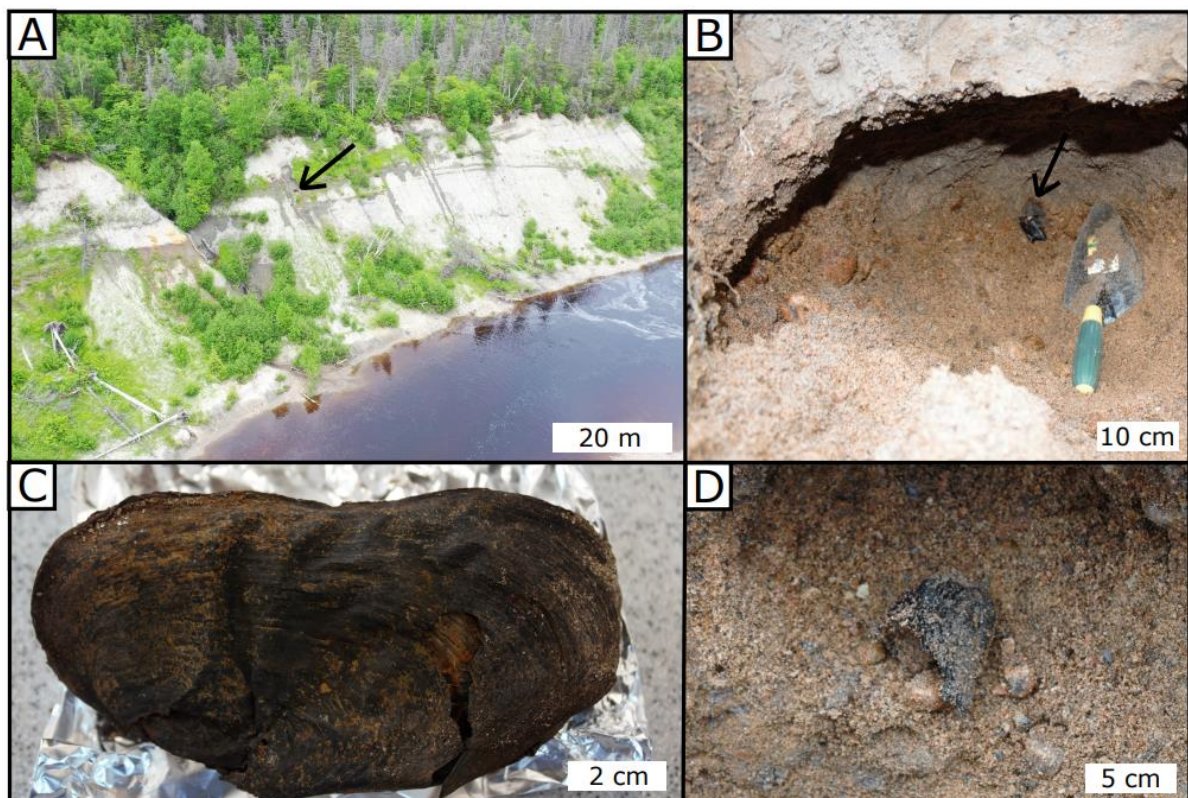


Figure 86 : Affleurement de la rivière Pentecôte d'où sont issus les échantillons, la flèche noire indique la position des coquilles et de la photo (B,D), coquilles dans une matrice grossière et (C) coquille *Unionidae* avant processus de datation.

sable dans laquelle sont retrouvées les périostocum n'est pas incluse dans la stratification des argiles. Cette poche de sable s'est mise en place pendant l'encaissement de la rivière Pentecôte. Les *Unionidae* sont des bivalves d'eau douce présents le plus souvent dans des eaux turbulentes et plutôt oxygénées. L'âge moyen est d'environ 3 358 ans +/- 20 cal. BP (tableau 4), ce qui correspond aux dernières étapes de l'encaissement de la rivière Pentecôte dans son substratum sédimentaire ici constitué d'argiles glaciomarines.

2.8 Synthèse et évolution récente

La carte géomorphologique de synthèse (figure 86) montre les relations spatiales entre les différents systèmes morainiques identifiés, les terrasses fluvio-glaciaires, fluviales et lacustres et une représentation simplifiée des systèmes de plages soulevées.

Après le retrait de la marge glaciaire dans le lac Pentecôte, le CSP arrête sa progradation — les apports sédimentaires étant alors piégés dans le système lacustre — et est repris ensuite par les processus marins à l'aval du complexe traduit par le système des plages soulevées associées à la chute du niveau marin relatif (p. ex. : Dietrich et al., 2017, 2020). La chute du niveau marin entraîne un encaissement progressif des rivières dans le CSP, l'encaissement de la rivière Pentecôte entraînant à sa suite l'encaissement des rivières Du Pont (figure 87). Ces incisions fluviales, de plusieurs dizaines de mètres de profondeur offrent à l'affleurement les coupes sédimentologiques qui seront étudiées au chapitre suivant.

On note également le développement de tourbières dans la partie nord du CSP, en cours d'exploitation. La zone du CSP a été sujette à plusieurs phases d'exploitation forestière, avec la première ouverte par les frères Gagnon de Québec en 1883, représentant l'un des plus importants centres industriels de la Côte-Nord. Le seuil rocheux de la cascade à l'aval du lac Pentecôte fut dynamité dans cette période pour faciliter le passage des grumes au niveau du rétrécissement en amont de la cascade ; il n'est pas impossible que cet événement ait diminué la côte du lac en abaissant le seuil de l'exutoire. Les activités forestières ont pris fin avec le départ de la compagnie *Canadian International Paper* en 1975. Il faut considérer dans l'interprétation géomorphologique la possibilité d'un remaniement de structures lors des phases d'exploitation forestière et surtout lors de l'utilisation de bulldozers, parfois bien

visible au LiDAR. Les conditions littorales actuelles forment une flèche littorale indiquant une direction locale du flux sédimentaire du sud vers le nord.

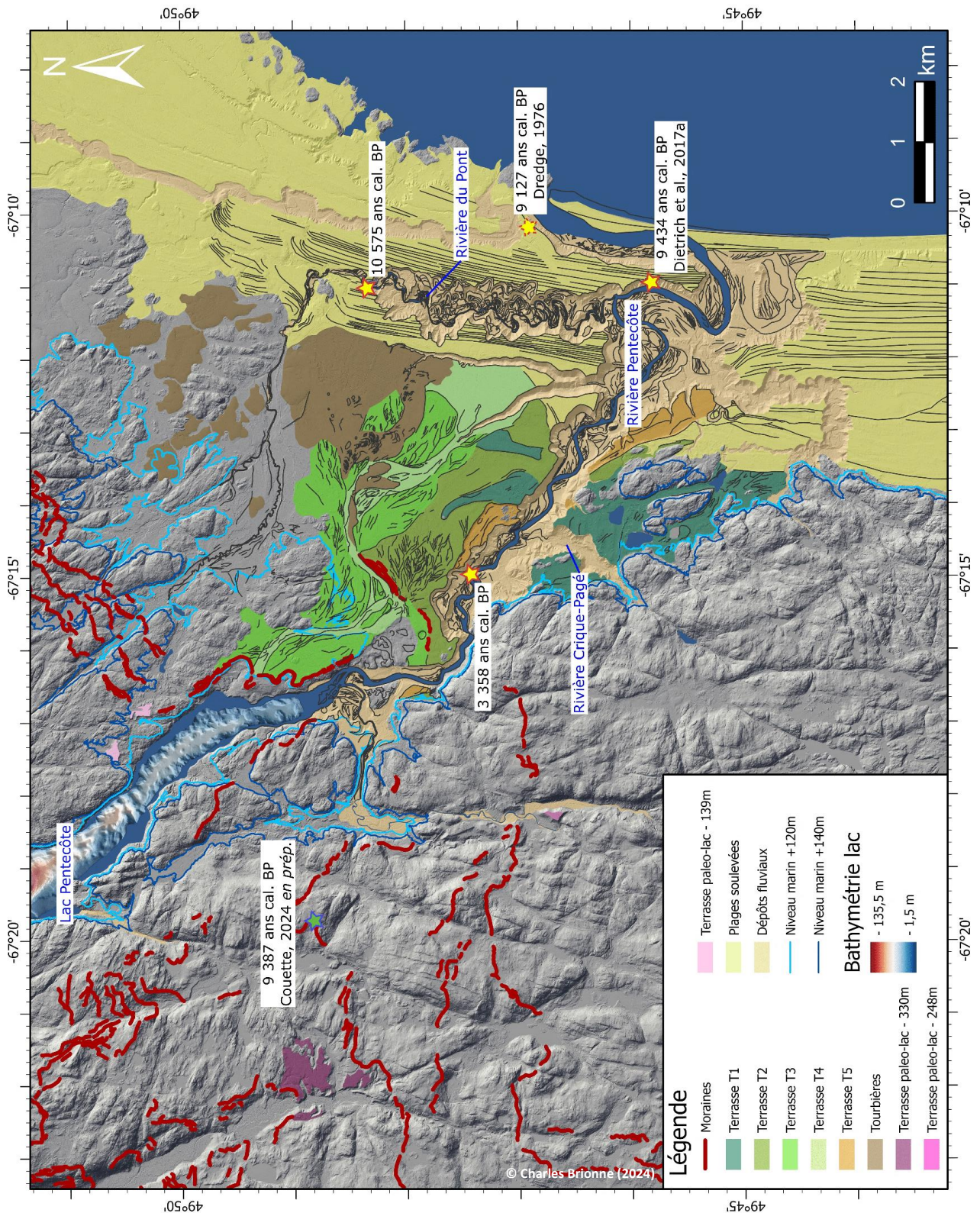


Figure 87 : Carte de synthèse géomorphologique du complexe sédimentaire de Pentecôte. Les âges sont repris des tableaux 2 (âges cosmogéniques) et 4 (âges radiocarbone) de ce chapitre.

3. Interprétations

3.1 Avancées et retraits de la marge glaciaire

La synthèse géomorphologique des systèmes morainiques permet de proposer une séquence en plusieurs étapes d'avancées-retraits de la marge glaciaire. On individualise une séquence d'au moins 12 avancées-retraits en tenant compte du système de moraine délavée côtier associé au prisme de ligne d'ancrage proximal (figure 72). Huit d'entre eux concernent directement le remplissage du CSP. On remarque bien l'influence du haut-plateau au sud-ouest du lac Pentecôte qui a tendance à étaler et subdiviser le signal morainique (figure 88), la marge est ici en position continentale très tôt dans l'histoire locale de déglaciation, contrairement à la partie au nord-est du Lac Pentecôte qui va rester en contact avec le Saint-

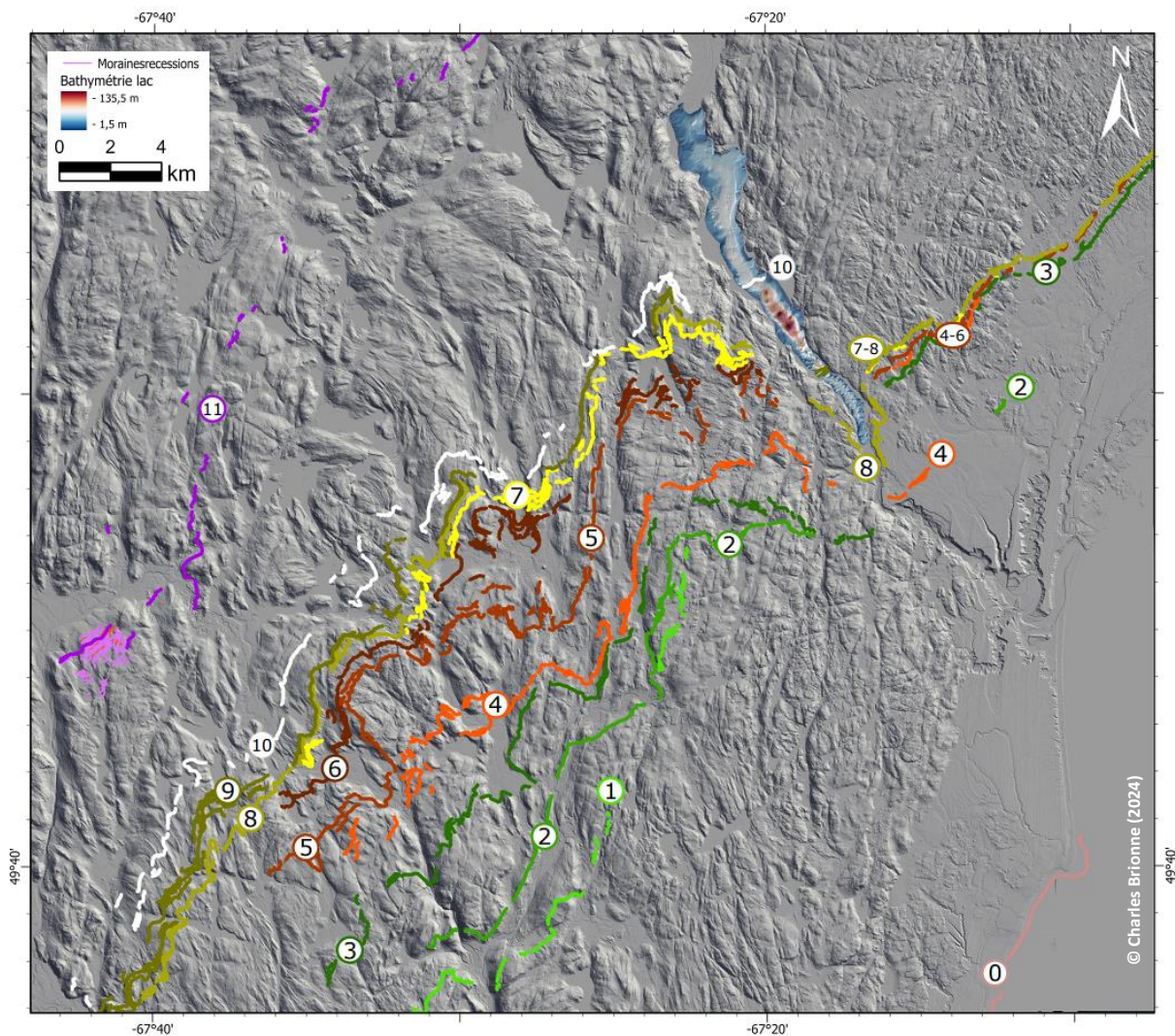


Figure 88 : Carte d'interprétation des 12 différentes générations de systèmes morainiques.

Laurent (cf. chapitre 7). Cette différence s'exprime dans la signature laissée par le système morainique. On dénombre pour la moraine de la Côte-Nord, dix moraines différentes visibles sur le haut-plateau, passant à environ six moraines au nord-est du lac Pentecôte, puis s'amalgamant ensuite en trois moraines à une dizaine de kilomètres au nord-est (figure 88), l'ensemble ne formant plus finalement qu'une moraine à l'approche de la moraine du lac Daigle à Sept-Îles (figure 72). Cette ouverture du signal morainique vers le sud-ouest est interprétée comme la conséquence de ce haut-plateau qui rend moins sensible la marge glaciaire aux événements d'avancées-retraits. Le signal des moraines n°9 et n°10 (figure 88) se perd au nord-est du lac Pentecôte, il est difficile de raccorder ces deux moraines avec le système décrit précédemment. Il a été choisi de les distinguer d'un point de vue géomorphologique par rapport à la moraine n°8 mais il n'est cependant pas impossible que ces moraines se raccordent à la dernière réavancée du système du nord-est du lac Pentecôte. Plusieurs mesures de taux de retraits de la marge glaciaire sur le haut plateau ont été mis en évidence (cf. section 2.2) : le premier a été mesuré entre les moraines n° 1 et 8 (figure 88) séparées spatialement de 12 km sur un intervalle de temps de 1450 +/- 65 ans (cf. tableau 4), soit un taux annuel d'environ 8 m/an ; le second a été déterminé par l'analyse des moraines de récession localisées vers la moraine n°11 (figure 88), elles indiquent un taux de retrait annuel effectif de 50 m/an. Ces deux mesures mettent en évidence une nette accélération entre la dynamique de retrait autour du CSP et celle qui prévaut une fois que le glacier s'est retiré en amont du lac Pentecôte.

3.2 Des prismes de ligne d'ancrage à l'établissement du lac Pentecôte

L'histoire de déglaciation à l'origine du CSP se situe donc entre la stabilisation de la marge marine sur le prisme de ligne d'ancrage en mer (12 500 ans cal. BP ; Lajeunesse & St-Onge, 2013) et la marge glaciaire en retrait dans le lac Pentecôte à l'amont (8 080 ans cal. BP ; Poiré et al., 2018). Les âges C¹⁴ coquilles nous permettent de réduire cet intervalle de temps à environ 1450 ans (cf. tableau 4). Cela nous permet donc d'encadrer le système morainique composé des huit épisodes d'avancées-retraits dans cet intervalle de temps, ce qui permettra de contraindre en temps l'interprétation morpho-stratigraphique détaillée dans le chapitre

suivant. La synthèse géomorphologique nous permet de reconstituer les principales étapes de la formation du CSP :

- (1) Entre 11 500 et 10 800 ans cal. BP : déstabilisation de la marge glaciaire à partir du prisme de lignes d'ancrage et retrait de cette ligne d'ancrage à l'amont permettant l'ouverture d'un espace sous-glaciaire et l'initiation de son remplissage. Mise en place d'une marge marine au nord-est et continentale au sud-ouest positionnée du haut-plateau.
- (2) Entre 10 800 et 10 400 ans cal. BP : mise en place progressive du CSP débutant par des sédiments glaciomarins concomitant de plusieurs cycles d'avancées-retraits glaciaires dont on retrouvera la signature de certaines dans les archives morphosédimentaires (cf. chapitre 6).
- (3) Entre 10 400 et 9 200 ans cal. BP : mise en place de 4 systèmes de terrasses fluvioglaciaires sur le toit du CSP, forcée par la chute du niveau marin relatif (NMR, glacio-isostasie ; cf. section 6 du chapitre 1). Le premier système de terrasses provient d'un apport latéral issu de stabilisations de la marge sur le haut-plateau. Les marges glaciaires sur le haut-plateau vont bloquer à deux reprises l'exutoire de deux bassins-versants entraînant la formation de deux systèmes de terrasses glaciolacustres perchées. La dernière réavancée entraîne une avulsion de la rivière Pentecôte vers son lit actuel.
- (4) Après 9 200 ans cal. BP : retrait de la marge dans le lac Pentecôte et abandon de l'apport sédimentaire du CSP (maintenant capturé par le lac) et mise en place du système de plages soulevées en parallèle de l'encaissement progressif des rivières Pentecôte et Du Pont incisant le CSP.

Chapitre 6

Le complexe sédimentaire de Pentecôte (CSP), approche sédimentologique

Après une présentation rapide de quelques faciès intéressants tout particulièrement les systèmes glaciomarins, ce chapitre présentera successivement les coupes sédimentologiques réalisées sur le CSP, les architectures sédimentaires que l'on y a identifiées, puis détaillera les faciès de dépôts.

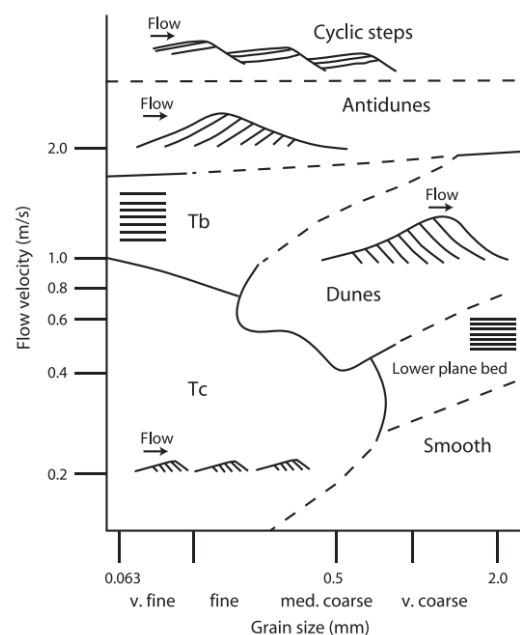
1. Faciès des fronts de delta proglaciaires

L'étude sédimentologique du complexe sédimentaire de Pentecôte (CSP) passe par la caractérisation des faciès de dépôts et l'identification d'environnements de dépôts. Elle permet, via l'enregistrement sédimentaire préservé, la reconstruction de l'histoire du CSP en complément de l'analyse géomorphologique présentée au chapitre précédent. Quelques faciès et environnements de dépôts caractéristiques des environnements glaciomarins en général et du CSP en particulier sont présentés ci-après avant de passer à l'analyse des affleurements. Cette section décrit trois types d'environnements de dépôts de lits frontaux glaciomarins à sédimentation turbiditique et organisés selon un continuum amont/aval (proximal vers distal).

1.1 Les cyclic-steps

Les cyclic-steps sont des morphologies cycliques typiques d'environnements turbiditiques sous-aquatiques de haute densité. Elles sont caractérisées par un régime d'écoulement supercritique (nombre de Froude >1), disposées en train de gradins migrant vers l'amont (Talling et al., 2015 ; Hughes Clark, 2016 ; Normandeau et al., 2019 ; Ghienne et al., 2021 ; Syvitski & Normandeau, 2023). Elles se forment par coulées turbiditiques successives dans des zones à fortes pentes telles que des systèmes deltaïques (Dietrich et al., 2016, Normandeau et

Figure 89 : Diagramme de champs de stabilité pour les formes de lit subaquatiques (d'après Stow, 2005 repris de Covault et al., 2017). Les cyclic-steps représentent la catégorie avec des vitesses d'écoulement rapide (>3 m/s) et une granulométrie hétérogène.



al., 2015, 2019 ; Slooman & Cartigny, 2020 ; Ghienne et al., 2021 ; Syvitski & Normandeau, 2023) et sont classées comme des morphologies issues de vitesses d'écoulement élevées de sédiments fin à moyen, mais parfois aussi conglomératique (figure 89). Les cyclic-steps sont facilement reconnaissables par les surfaces érosives de côté-aval (*lee-side*) recoupant les structures de côté-amont (p. ex. : Stow, 2005 ; Dietrich et al., 2016 ; Covault et al., 2017 ;

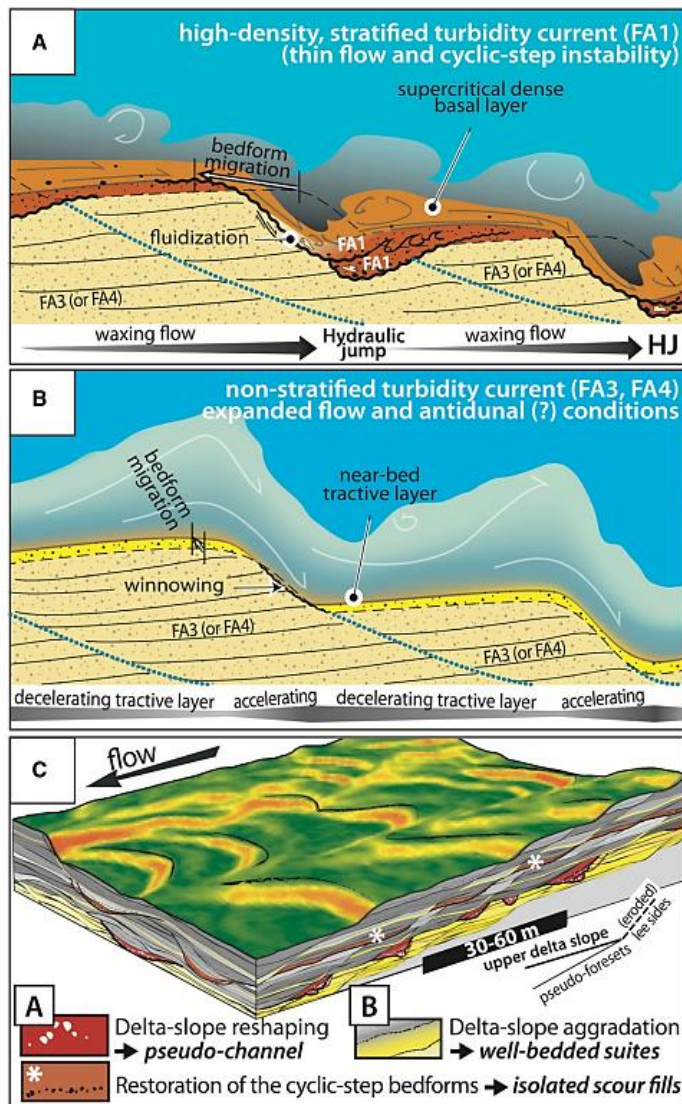


Figure 90 : (A) Représentation de la phase érosive d'un courant de turbidité supercritique haute densité marquée par la migration des faces aval (*lee-side*) vers l'amont, (B) Phase d'aggradation de courants de turbidité de courte durée. Les pseudo-lits frontaux sont représentés par les lignes pointillées bleues (C) Schéma 3D d'un système de cyclic-steps montrant comment se développent des pseudo-chenaux sur une coupe transverse au courant (à gauche) et des pseudo lits frontaux sur une coupe parallèle au courant (à droite). La surface supérieure, issue d'un relevé bathymétrique haute résolution montre les zones d'accrétion en vert (*stoss-side*) et les zones érosives en jaune orange (*lee-side*) lorsqu'à lieu un écoulement de dynamique cyclic-steps sur le front de delta (d'après Ghienne et al., 2021).

Slooman & Cartigny, 2020 ; Ghienne et al., 2021). Dans le dépôt final, l'érosion rétrogressive sur les côtés-avals produit des surfaces dont la géométrie rappelle des lits frontaux bien qu'ils ne reflètent pas la pente de dépôt. Ghienne et al. (2021) utilisent le terme de pseudo-lits frontaux. Leur pendage est supérieur à celui des lits frontaux vrais. De même, le terme de pseudo-chenaux est utilisé pour décrire la juxtaposition des surfaces d'affouillements successifs sur les transects perpendiculaires au paléoécoulement (figure 91 B ; Ghienne et al., 2021 ; Dietrich et al., 2016 ; Syvitski & Normandeau, 2023). La granulométrie des systèmes à cyclic-steps dépend de leur position proximale à distale le long du foreset deltaïque, mais également de l'éloignement par rapport à la marge glaciaire et donc de l'extension du système fluvioglaciaire (cf. figure 91 A ; Normandeau et al., 2023).

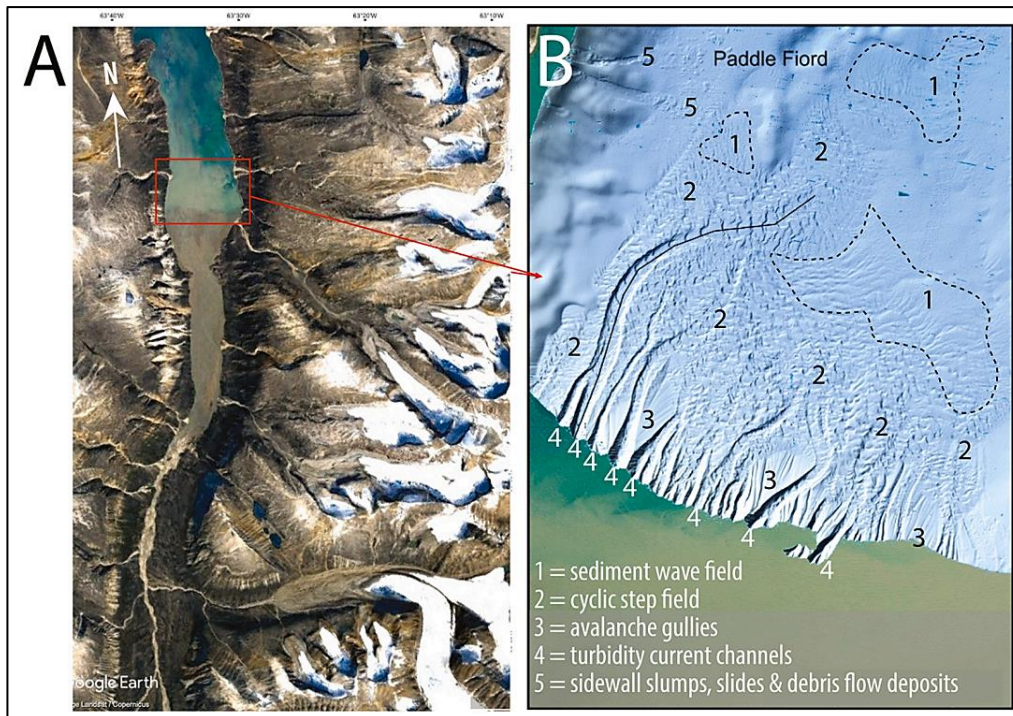


Figure 91 : (A) Imagerie satellite du fjord Paddle et son sandur d'alimentation ainsi que les différents glaciers l'alimentant en amont et séparés par un système fluvioglaciaire intermédiaire. (B) Carte bathymétrique du front de delta jusqu'au prodelta montrant les chenaux de courant de turbidité et les cyclic-steps associées (d'après Normandeau et al., 2023).

1.2 Les laminites et turbidites

Les laminites sont des assemblages sédimentaires répétitifs de couplets généralement sablo-argileux ou argilo-sableux, selon la lithologie prédominante. Les 3 principaux types de laminites que l'on rencontre dans les environnements glaciaires (tableau 5) sont : (1) les laminites deltaïques (2) les laminites glaciaires (marines ou lacustres) et (3) les laminites sous-glaciaires.

Type de Laminites	deltaïque	glaciaire	sous-glaciaire
Références associées	Fauth et al., 2023 Ashley, 2002 Varejao et al., 2021	Long, 1974 Romero et al., 2020 Le Héron, 2021	Rüther et al., 2012 Domack, 1990

Tableau 5 : Récapitulatif des principaux types de laminites et des certaines références associées.

Les laminites deltaïques peuvent avoir un signal influencé par la marée, on parle de laminites fluviotidales. À chaque marée basse, un mécanisme d'appel sédimentaire a tendance à déposer du sable dans la séquence de laminites (Washam et al., 2020). Celles d'origine glaciaire sont souvent composées par des lamines sableuses et pélitiques (argiles

silteuses - *mud* ; figure 92), représentatives d'une proximité relative avec la source sédimentaire (Reineck & Wunderlich, 1968).

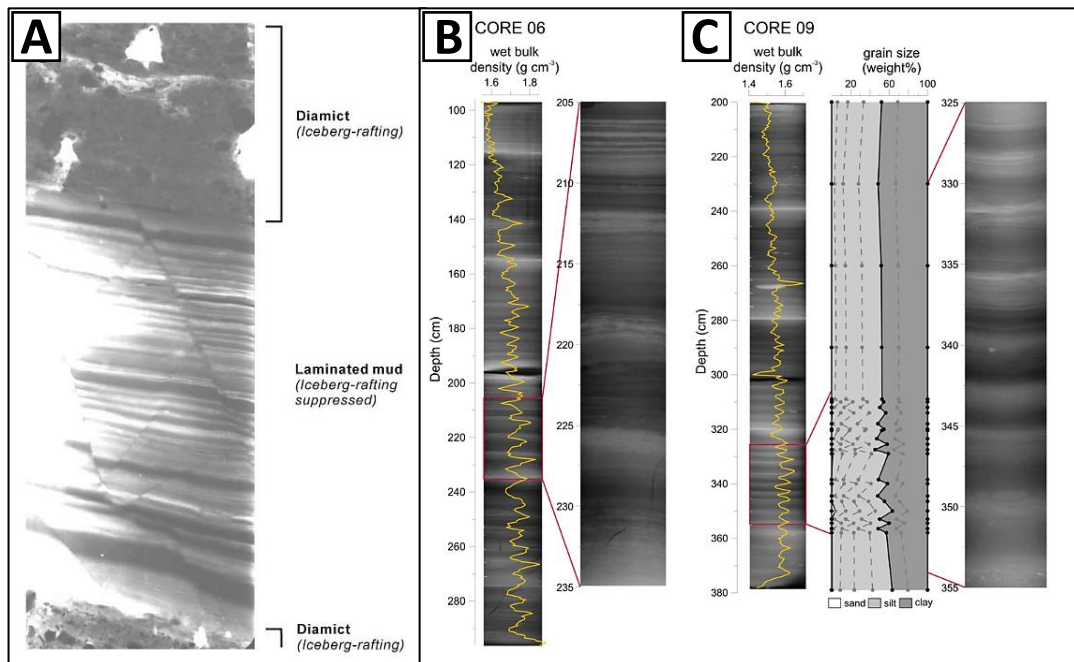


Figure 92 : Coupe rayon X de (A) laminites glaciomarines de sédiments fins produites par alternance de panaches d'eau de fonte et de débris délestés par les icebergs, Scoresby Sund, Est du Groenland (d'après Ô Cofaigh et Dowdeswell, 2001). (B,C) rythmites laminées à lithofaciès de sédiments fins, à Kveithola, marge ouest de la mer de Barents (d'après Rùther et al., 2012).

On parle de rythmites, lorsque les laminites reflètent un signal périodique, il peut s'agir de rythmites tidales lorsque ce sont les marées qui influencent la séquence de dépôts (p. ex. Eilertsen et al., 2011 ; Maselli et al., 2020 ; Tessier, 2023). Les rythmites en domaine proglaciaire peuvent-être influencées par deux mécanismes majeurs : elles peuvent être modulées par (1) l'influence des marées et (2) l'influence fluviale liée à la proximité du glacier. Cette dernière peut produire des cycles jour/nuit qui interféreront avec les cycles tidaux. En effet, la proximité du glacier apporte une modulation du signal tidal à cause de l'alternance jour/nuit dans laquelle les apports sédimentaires nocturnes (et en matinée) sont limités alors qu'en journée l'augmentation de la température accentue la fonte, la libération d'eau de fonte sous-glaciaire et le flux de sédiments. Cette continuité d'un apport continu (eau + sédiment) en contexte proglaciaire peut aussi inhiber en partie une dynamique d'étalement propre. La variation saisonnière été/hiver peut également jouer un rôle dans la mise en place des rythmites avec notamment l'apport en sédiments lié à la crue de printemps en sortie d'hiver et une saison hivernale plus maigre en apport sédimentaire, voire à flux nul, contrairement à la saison estivale qui amplifie la fonte et le transport de sédiments au-delà des marges

glaciaires. Washam et al. (2020) remarquent des pics d'apports d'eau de fonte tous les 14 jours durant les marées de morte-eau (figure 93), suggérant que des laminites proglaciaires peuvent enregistrer des cycles tidaux autres que journaliers. On parle de varves lorsque les rythmites sont influencées par les saisons (p. ex. : été/hiver dans les hautes latitudes), fournissant ainsi un signal annuel aux archives sédimentaires en domaine marin (Benn & Evans, 2010 ; Schimmelmann et al., 2016) ou lacustre (p. ex. : Dor et al., 2019).

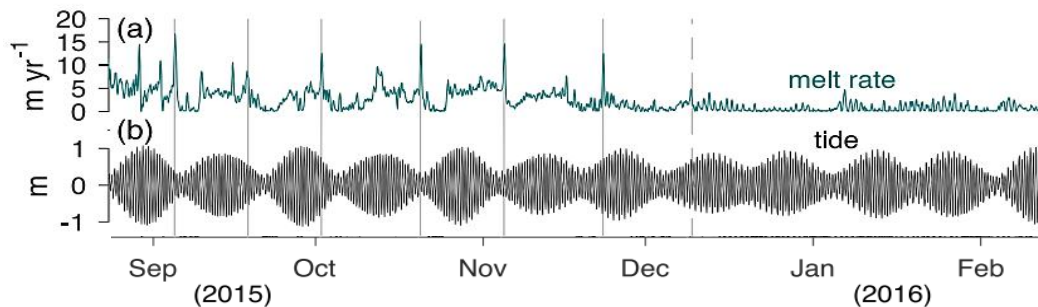


Figure 93 : (a) Pics bimensuels d'apports en taux de fonte basale et (b) fluctuations de marées associées au front du glacier Peterman, au Groenland (Washam et al., 2020).

Les turbidites représentent un faciès de dépôt gravitaire où la turbulence de l'écoulement permet de transporter la charge sableuse en suspension. Ces mouvements sont entretenus par une densité élevée de particules en suspension. Nemeck (1990) y décrit trois mécanismes à l'origine des courants turbiditiques : (1) des coulées hyperpycnales lors des périodes maximales de décharge en sédiments (p. ex. : les cyclic-steps) ; (2) des zones importantes de décharge en sédiments, p. ex. : plumes margino-glaciaires (Syvitski & Farrow, 1989) souvent rencontrées dans les environnements glacio-marins caractérisés par des taux élevés de particules en suspension (p. ex. : laminites, plumites ; Nemeck, 1990, 1995) ; et (3) ils peuvent être expliqués comme un stade évolué d'écoulements de débris plus dilué par mélange turbulent. Ces mécanismes ont généralement tendance à produire un signal d'amincissement des lits turbiditiques sur un profil amont aval (Benn & Evans, 2010). Les turbidites sont typiquement représentées par une séquence plus ou moins complète appelée séquence de Bouma, composée du bas vers le haut d'une succession : (i) granoclassement de sable ou gravier massif (ii) sable à stratification plane (iii) rides de sable et limon (iv) limon ou argile stratifiés et (v) limon ou argile massifs (Bouma, 1962 ; Benn & Evans, 2010 ; Shanmugam, 2021).

1.3 Les plumites

Les plumites sont considérées comme des boues laminées issues d'une sédimentation en suspension de panaches turbides (Hesse et al., 1997 ; Benn & Evans, 2010). On les retrouve dans des environnements particulièrement distaux vis-à-vis des marges glaciaires. Elles incluent souvent des débris délestés par les icebergs. Elles peuvent également être la signature de systèmes deltaïques dominés par les crues. Les plumites se caractérisent par des couplets sables/argiles (figure 94) issus du dépôt de panaches hypopycnaux sous-critiques ou d'écoulements hyperpycnaux sous-critiques relativement dilués (Mutti, 2019). Elles s'identifient comme des unités stratifiées qui se composent généralement de sédiments fins et parfois de couches de sable de plus en plus grossières (Lekens et al., 2005 ; Lucchi et al., 2013).

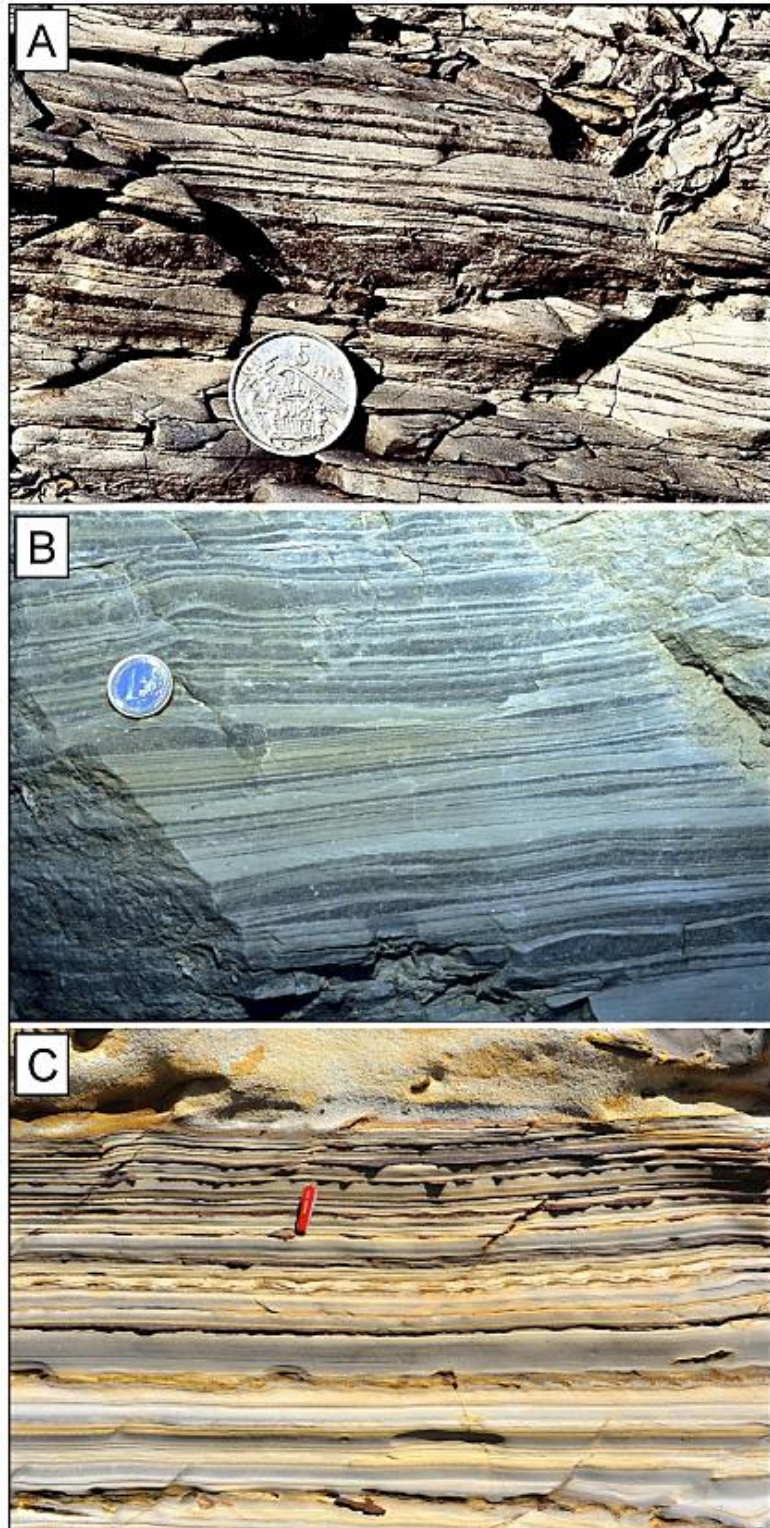


Figure 94 : Exemples d'assemblages de plumites. (A, B) Couple de siltstone/mudstone, Castigaleu, sud Pyrénées. (C) Plumites associées à des rides affamée (starved ripples), Maceiò, Brésil (d'après Mutti, 2019).

2. Coupes sédimentaires dans le CSP

L'étude sédimentaire du CSP a été réalisée lors des 2 campagnes de terrain réalisées en 2021. Les logs décrits totalisent une hauteur cumulée de 528 m avec 302 m de logs dits 'principaux' s'étendant sur plusieurs dizaines de mètres de hauteur (jusqu'à 96 m) et 226 m de logs dits 'secondaires' constituant des points de contrôle d'ampleur limitée entre les logs principaux.

2.1 Localisation

La répartition des affleurements se concentre le long des deux principaux cours d'eau ayant incisé le CSP pendant l'Holocène (cf. chapitre 5), hormis l'affleurement P8 qui se situe à l'amont du seuil rocheux de la rivière Pentecôte et de quelques affleurements complémentaires ponctuels (ronds rouge-jaune, figure 95). Le long de la rivière Pentecôte apparaissent huit logs, dont quatre principaux. La rivière incise le CSP sur un profil amont-aval d'où son importance vis-à-vis de la reconstruction de l'histoire de remplissage. Le profil amont-aval passe par différents systèmes géomorphologiques, comme les systèmes morainiques amonts de la terrasse T1 (figure 95). La rivière Du Pont offre cinq affleurements, dont un principal. Elle incise une partie relativement aval du CSP, les affleurements apparaissant en dessous des systèmes de plages soulevées. Cela indique qu'elle enregistre les premiers dépôts distaux et surtout le remplissage par les derniers apports de sédiments issus des terrasses fluvio-glaciaires. On remarque l'absence d'affleurement au centre du CSP, pour autant la représentativité spatiale est plutôt bonne et permet une vision globale pour la reconstruction de l'histoire de déglaciation. Un carottage dans les sédiments de la partie centrale du lac Pentecôte est également disponible (Poiré et al., 2018 ; cf. section 3.1.1 de ce chapitre ; Poiré et al., 2018).

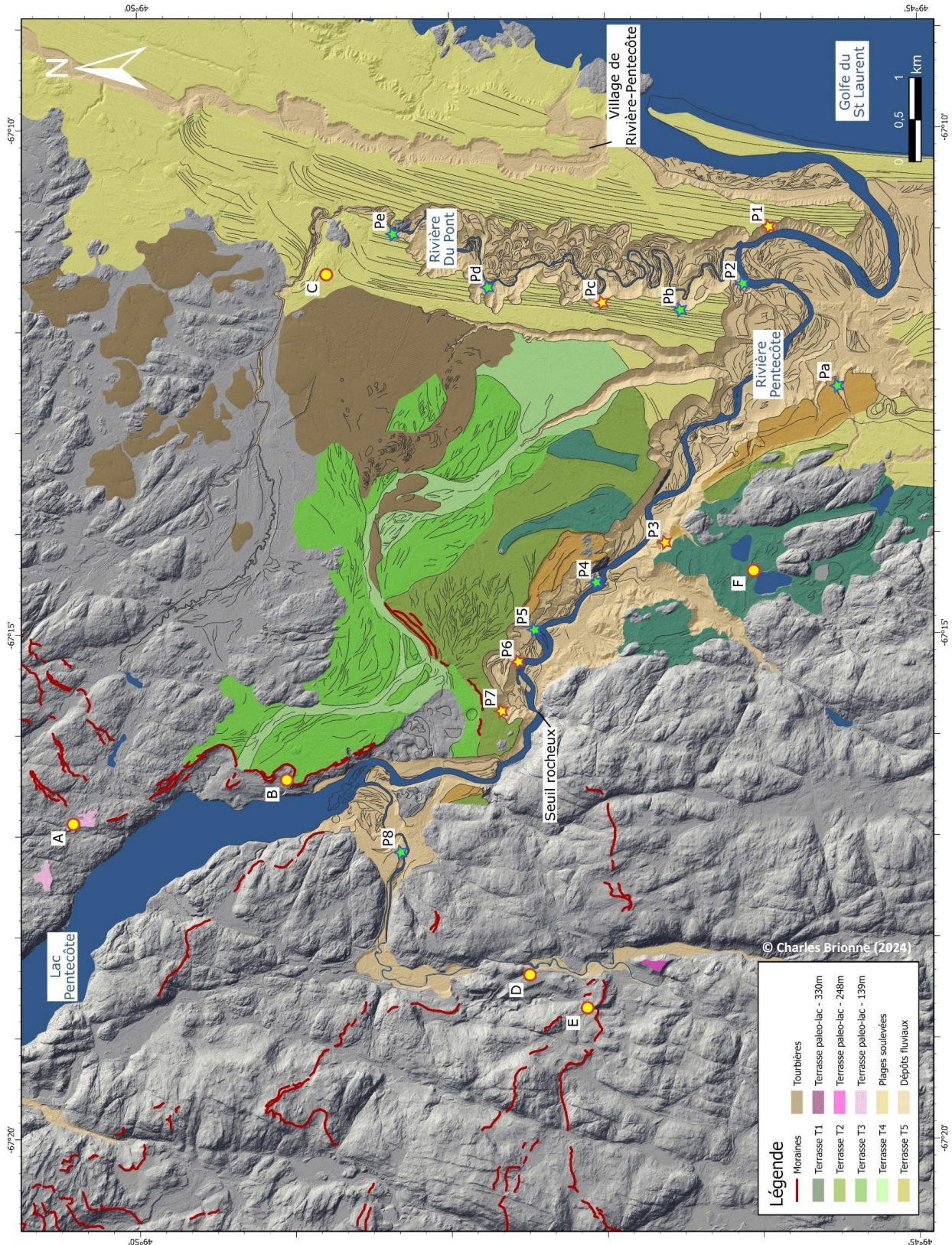


Figure 95 : Distribution des affleurements étudiés sur le CSP. Les logs sédimentaires principaux (étoiles jaune rouge) et secondaires (étoiles vert-bleu) sont localisés, sur les rives des rivières Pentecôte (P1, P2, ..., P7) et Du Pont (Pb, Pc, Pd, Pe). Des affleurements complémentaires (ronds jaune rouge) ont été étudiés : (A) terrasse à 140m, (B) système de poussée glaciaire, (C) carrière Berger, (D, E) systèmes glaciolacustres, respectivement l'affleurement sous les lignes haute tension à 200m d'altitude et à proximité de la ravine à 250 m d'altitude.

2.2 Logs principaux

Les 5 logs principaux (figure 96) sont distribués de l'amont à l'aval du CSP. Le secteur amont est représenté par les coupes P7 et P6. Leurs positions altimétriques s'agencent en se complétant et permettent d'avoir un log composite représentatif de la presque totalité de l'épaisseur du CSP à l'amont, soit d'environ une centaine de mètres. Le secteur central est représenté par la coupe P3 mesurant 96m de hauteur, suggérant de manière claire plusieurs phases d'avancées-retraits par la présence de grandes tendances granulométriques granocroissantes ou granodécroissantes. Ce même secteur fera l'objet du principal modèle photogrammétrique. Le secteur aval est représenté par les logs Pc et P1 ; ce dernier est caractérisé en haut de coupe par la position des coquilles datées par Dietrich (2017) ; voir section 2.7 du chapitre 5 avec le tableau 4.

Au premier ordre, on remarque des successions sédimentaires granocroissantes, parfois observables de manière continue sur la totalité de la coupe (p. ex. : P1, Pc ; figure 96). Ces successions montrent en base de coupe des argiles plutôt massives (p. ex. : Pc) suivies de laminites, puis de dépôts sableux de cyclic-steps à granulométrie de plus en plus grossière, pour se terminer par des faciès hétérolithiques grossiers de plages (bien visibles pour ces deux dernières étapes dans les parties supérieures des coupes P1, Pc et P7 ; figure 96). Cette séquence enregistre donc une progradation du système sédimentaire. A ce stade, il est difficile de déterminer si cette progradation trouve son origine dans la chute du niveau marin relatif, dans un rapprochement de la source sédimentaire (p. ex. : réavancée de la marge glaciaire), ou d'une augmentation des apports. C'est également le cas pour la coupe P6, où l'on observe des faciès à dominance argileuse en base de coupe passant progressivement à une dominance sableuse dans la seconde partie de la coupe. Cette succession plutôt linéaire suggère davantage une progradation du système sédimentaire. Dans d'autres cas, on remarque une superposition de plusieurs séquences, comme c'est le cas pour la coupe P3 (figure 96) avec une séquence granocroissante, suivie d'une séquence granodécroissante puis de nouveau par une séquence granocroissante. Cette observation de premier ordre reflète une chronologie de dépôt composée de deux phases de réavancées (séquences granocroissantes), interrompues par une phase de retrait (séquence granodécroissante intercalée).

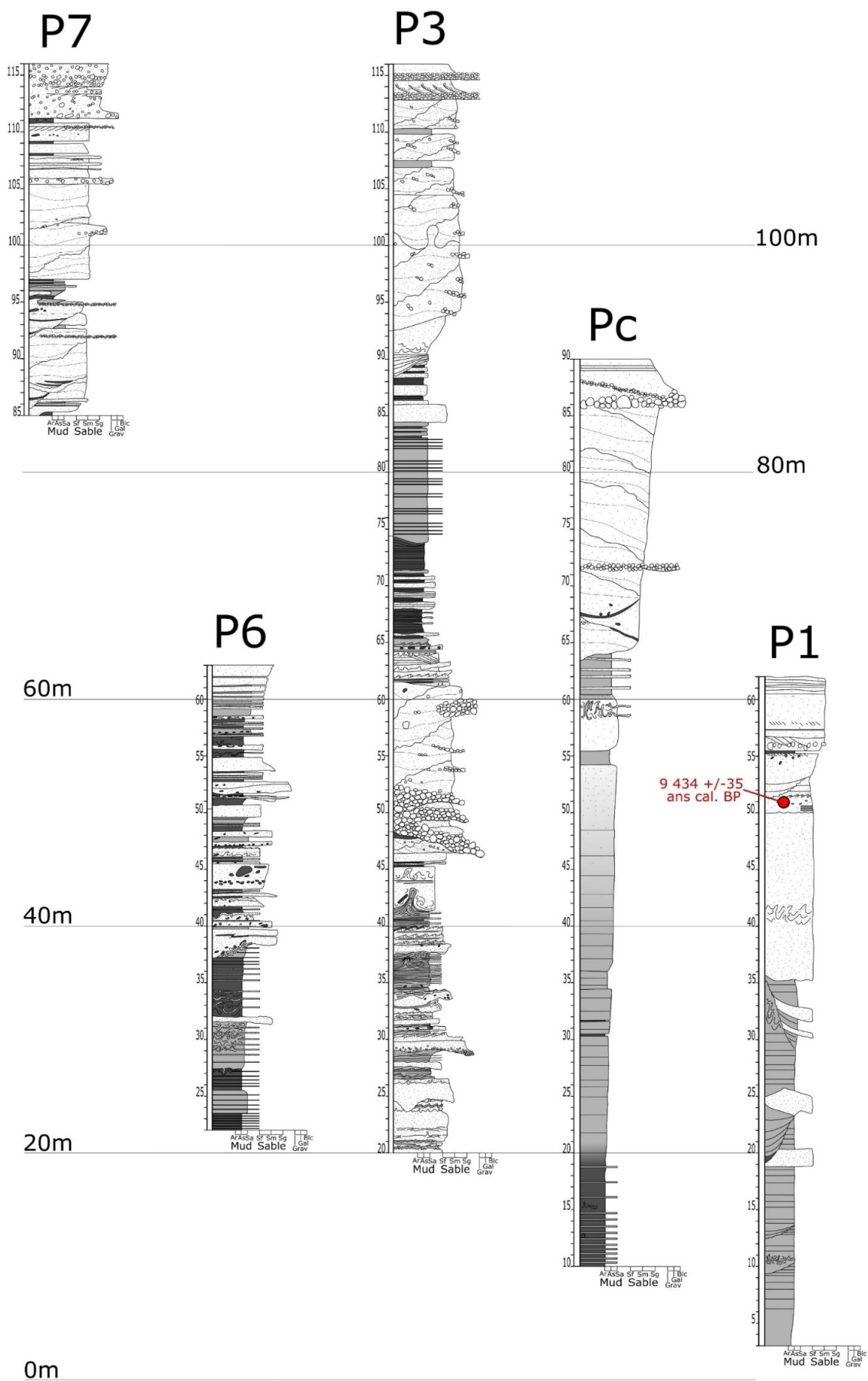


Figure 96 : Logs principaux du complexe sédimentaire de Pentecôte. De l'amont à l'aval de la rivière Pentecôte : P6/P7, P3 et P1. Pc provient d'un affleurement de rivière Du Pont, dont la position par projection s'insère en P3 et P1 (cf. figure 95).

2.3 Logs secondaires

Les 8 logs secondaires (figure 97) ont été pour partie levés par le biais d'imagerie drone et de modèles 3D associés. Ils sont caractérisés par une résolution inférieure, mais permettent d'augmenter le maillage sur le CSP. Comme pour les logs principaux, ceux-ci signent parfois des événements d'avancées-retraits de la marge glaciaire ou bien issus de la progradation du

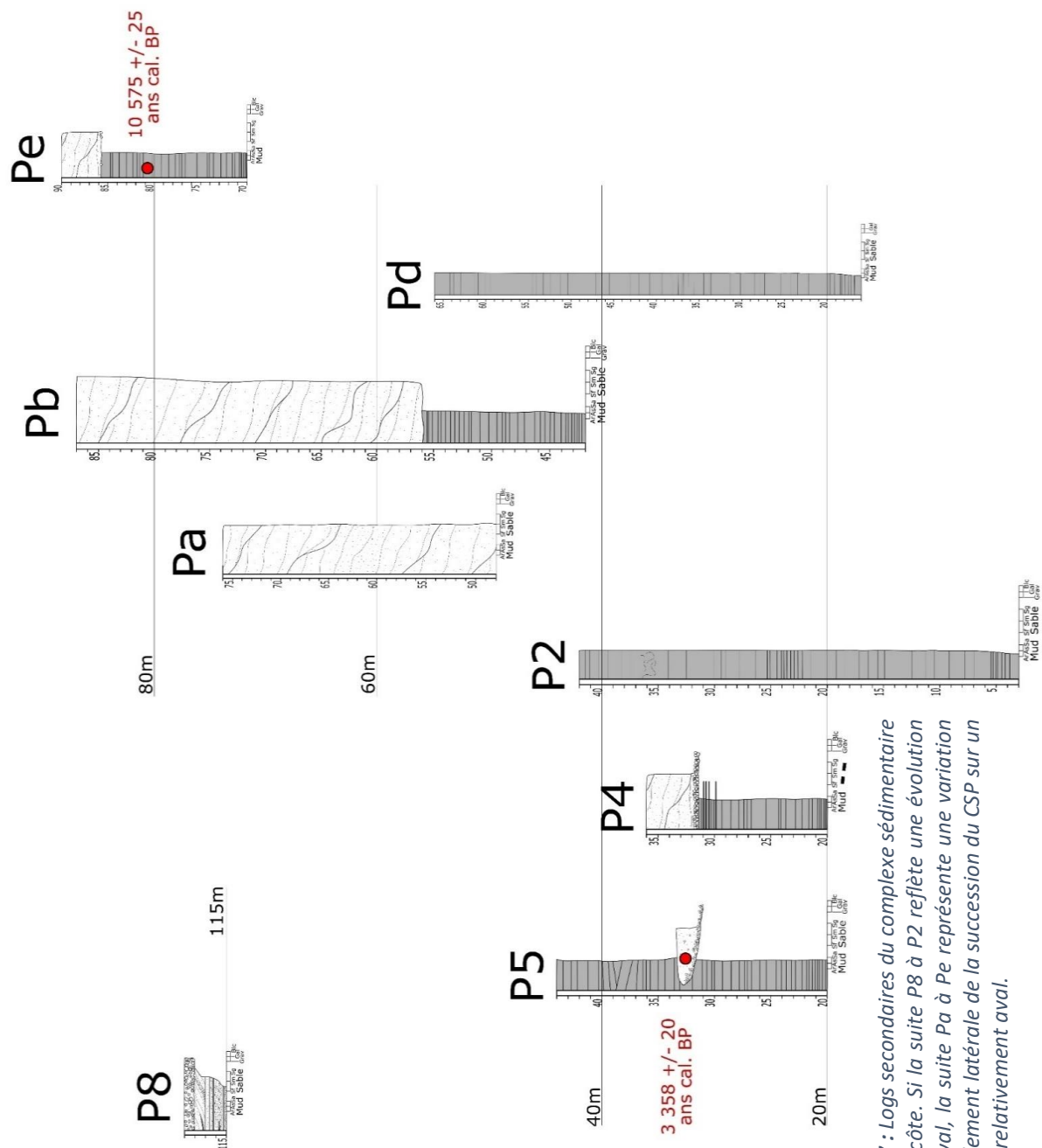


Figure 97 : Logs secondaires du complexe sédimentaire de Pentecôte. Si la suite P8 à P2 reflète une évolution amont-aval, la suite Pa à Pe représente une variation essentiellement latérale de la succession du CSP sur un segment relativement aval.

système sédimentaire ; c'est le cas par exemple de Pb, Pe ou P8 (figure 97) étant donné le passage de niveaux argilo-sableux à sablo-argileux vers des cyclic-steps sableuses (p. ex. : Pb, Pe). Ces logs secondaires montrent également la position dans les coupes des 4 datations C^{14} effectuées durant cette étude avec notamment les périostrocum de coquilles d'eau douce de la famille des *Unionidae* datée à 3 358 ans cal. BP dans la coupe P5 et des coquilles marines *Hiatella arctica* datée à 10 575 ans cal. BP dans la coupe Pe constitué de deux échantillons. Un des deux échantillons n'étant pas en place, la position altimétrique placée sur le log correspond à l'échantillon donc RP-06 (en place). Pour plus de détail sur les datations C^{14} , voir la section 3.6 du chapitre 5 et le tableau 4.

3. Géométries de dépôt du CSP

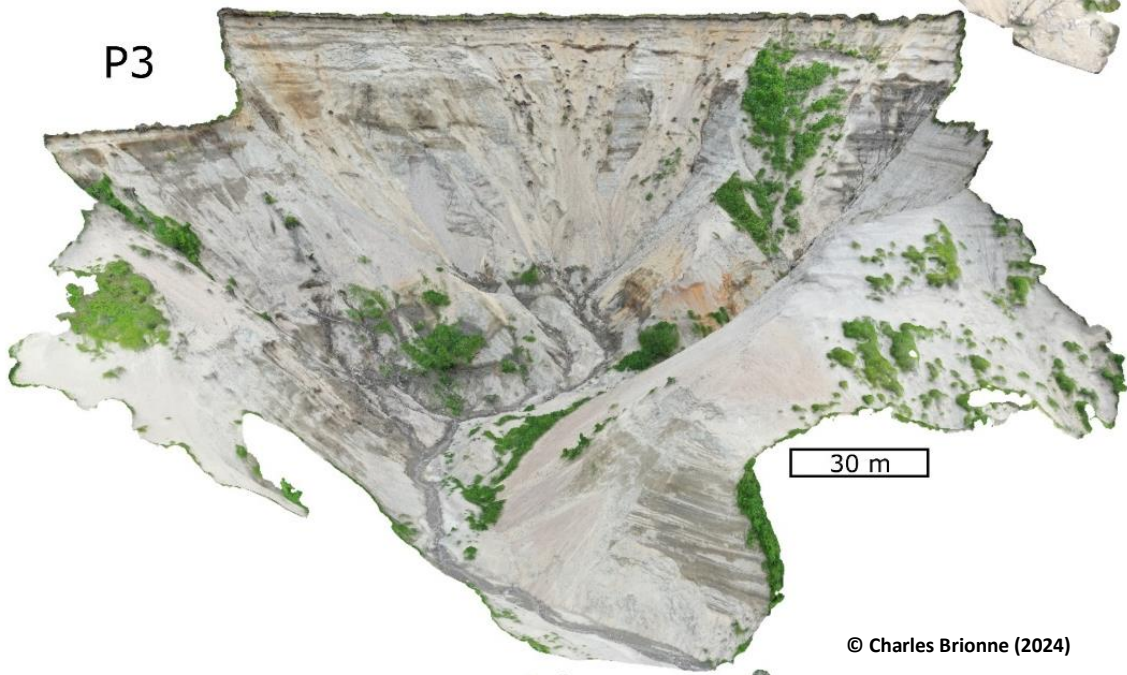
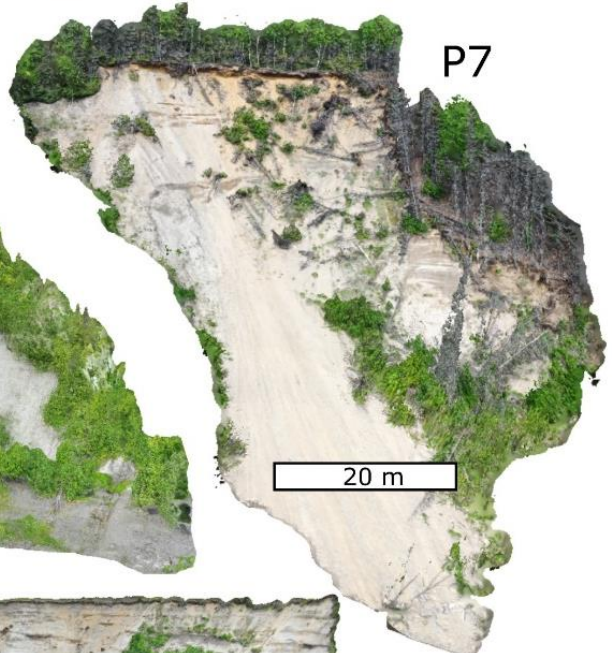
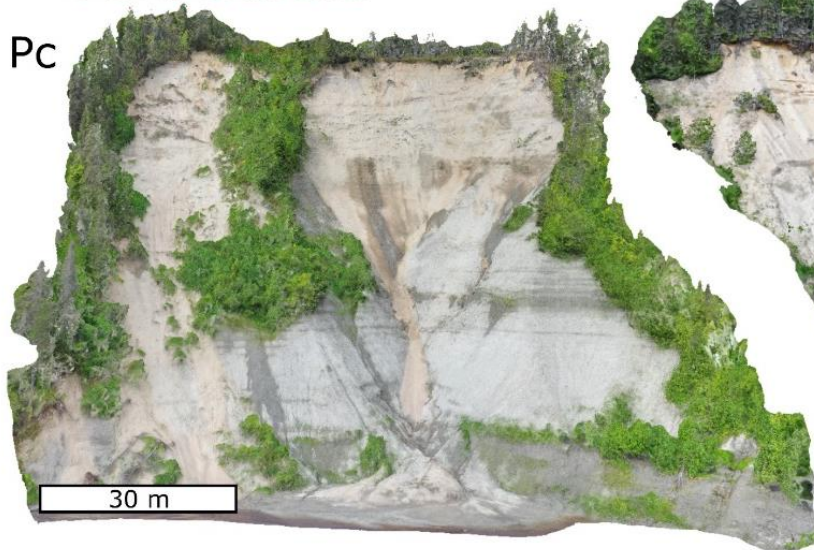
3.1 Données

3.1.1 Modèles 3D, présentation

L'imagerie drone a permis dans un premier temps de réaliser une prospection sur des affleurements difficiles d'accès. Il a été choisi de monter huit modèles 3D (figures 98 et 99) afin de répondre à plusieurs objectifs comme l'identification et la caractérisation de géométries de dépôts (p. ex. : nature, orientation, pendage) ou encore la corrélation stratigraphique de différentes coupes sur un même affleurement afin d'établir les logs sédimentaires avec un assemblage précis et cohérent. Pour plus de détails sur la réalisation des modèles 3D (logiciels, métadonnées, temps de calculs), voir la section 3.5 de l'Introduction.



9 434 +/- 35 ans cal. BP



© Charles Brionne (2024)



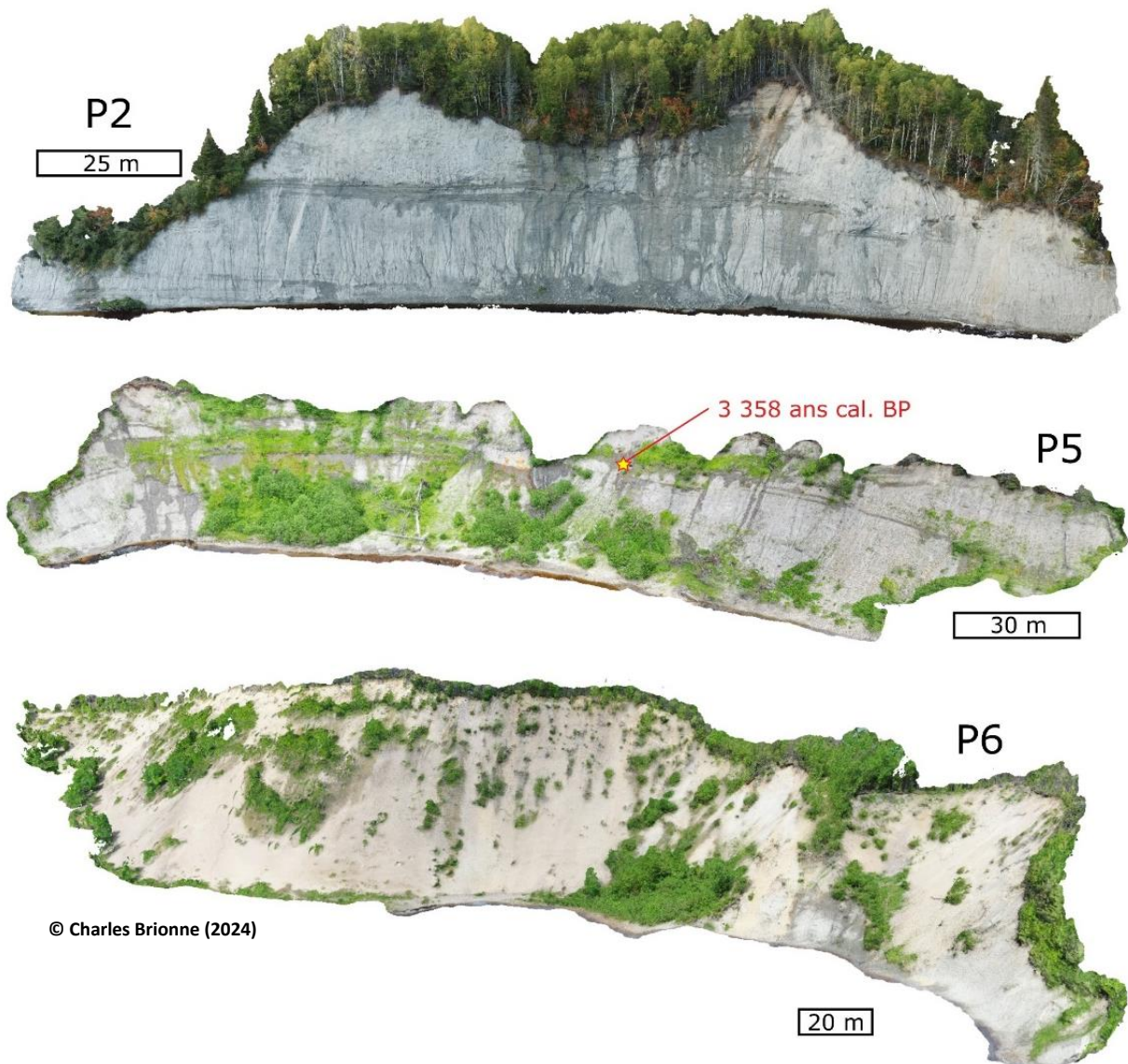


Figure 98 : Modèles 3D des huit affleurements reconstruits. Sur P1 et P5 sont indiquées en rouge les positions des coquilles datées (respectivement par Dietrich et al., 2017a et en 2021).

3.1.2 Géométries de dépôt

Plusieurs architectures stratigraphiques sont identifiées et permettent de préciser la géométrie des corps sédimentaires tels que chenaux, lits frontaux et pseudo-lits frontaux de cyclic-steps.

- **Chenaux et pseudo-chenaux**

Des géométries en chenaux sont identifiées dans les affleurements P1 et P3. Pour l'affleurement P1 situé en position aval du CSP. On remarque la présence de nombreuses

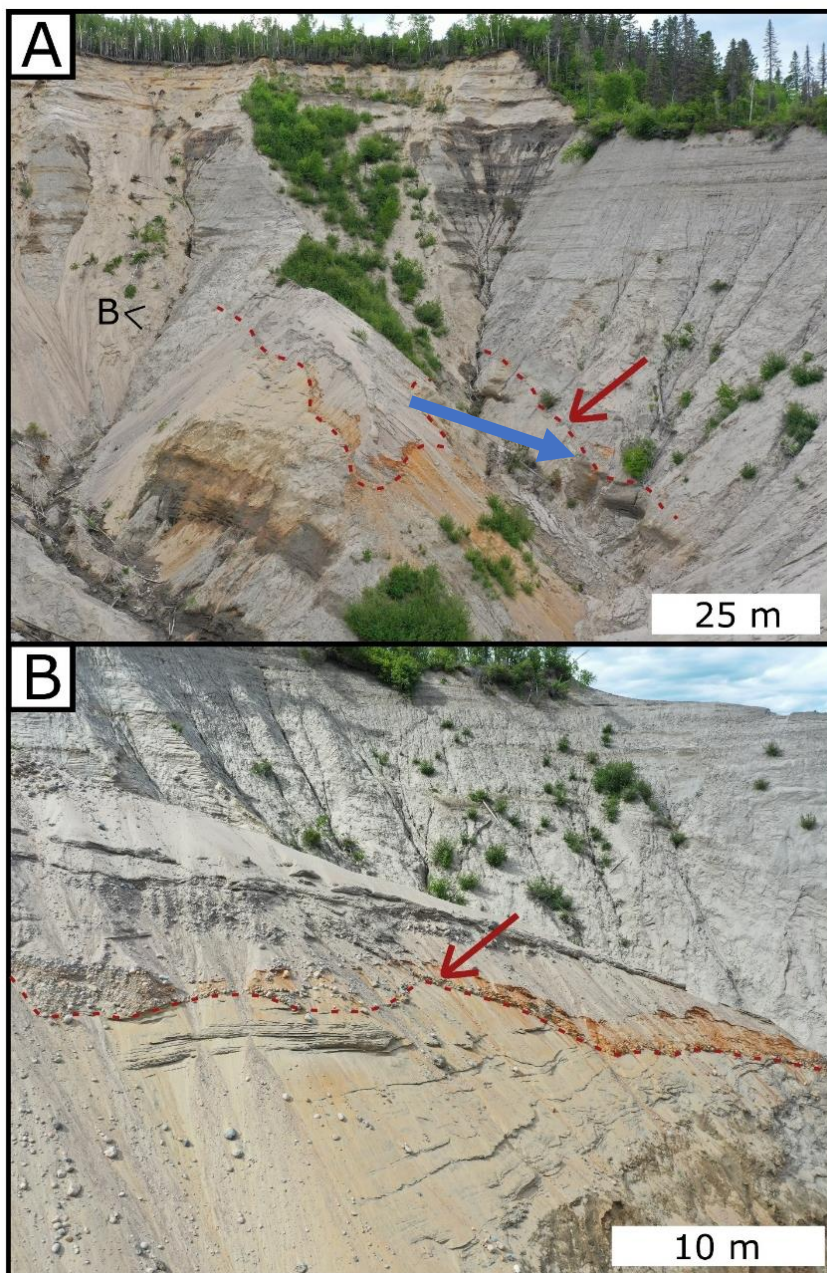
troncatures stratigraphiques (figure 99B). Leur mise en connexion souligne des surfaces d'érosion chenalisantes établis en domaine sous-marin. Elles sont surtout présentes en partie gauche (nord-ouest) de l'affleurement. La topographie en éperons offre une pseudo vue 3D permettant de reconstruire une orientation de l'écoulement comprise entre N100 et N110. Il



© Charles Brionne (2024)
 Laminations Chenaux à cyclic-steps
 Figure 99 : Vue panoramique de l'affleurement P1. (A) Image seule ; (B) localisation des troncatures stratigraphiques (points rouges) et (C) interprétation des pseudo-chenaux (trait rouge) et stratification de cyclic-steps (trait bleu).

faut toutefois tenir compte que la direction n'est qu'un indicateur approximatif des paléodirections d'écoulement étant donné le caractère divagant des 'chenaux'. Ils sont en fait interprétés comme des pseudo-chenaux, géométries de dépôts visibles transversalement à un écoulement de cyclic-steps comme des conduits formés principalement par des flux dépositionnels à dynamique de cyclic-steps, de forme en U avec un fond relativement plat (Normandeau et al., 2015 ; Ghienne et al., 2021 ; cf. figure 90).

L'affleurement P3 est également concerné par la présence d'un chenal, mais cette fois la surface érosive souligne un dépôt conglomératique (figure 100 B) suggérant une plus



grande proximité avec la marge glaciaire. Ce chenal se localise en milieu d'affleurement vers 45-50 m d'altitude (voir figure 96). La reconstruction 3D orthoréférencée de l'affleurement (figure 101) a permis via le logiciel LIME de calculer un pendage d'environ 18° orienté N40 correspondant à la position approximative de l'axe du chenal (figure 100).

Figure 100 : Surface érosive du chenal conglomératique vers 45-50 d'altitude dans P3 (A) de face, (B) de profil. La flèche bleue indique direction axiale de l'écoulement inféré.

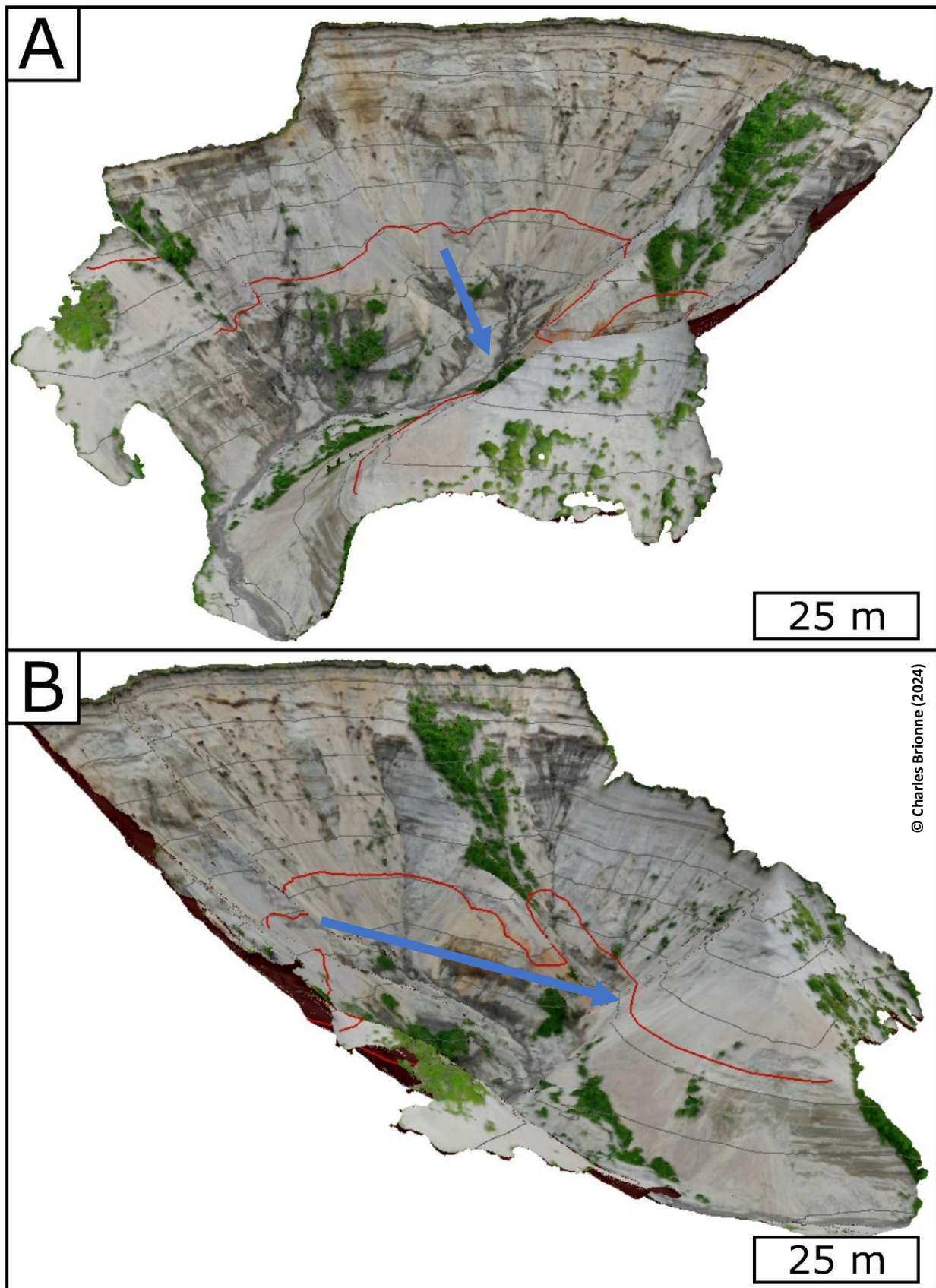


Figure 101 : Modèle 3D de l’affleurement P3 avec le chenal représenté en ligne rouge, vu depuis son versant SE (A) et NO (B). La flèche bleue indique direction axiale de l’écoulement inférée.

- **Lits frontaux**

Les lits frontaux à grande échelle sont la signature de systèmes sédimentaires progradant. Ils se marquent par des géométries sédimentaires inclinées représentant un front de systèmes en progradation (clinoforme). Ces formes inclinées sont directement identifiables sur des profils parallèles à l'écoulement ; mais leur description sur des faces obliques est parfois problématique. L'orientation et la géométrie des affleurements sont ainsi des conditions clés pour l'identification des lits frontaux. Ils renseignent sur une paléodirection d'écoulement. C'est le cas de l'affleurement P5 (figure 102 A et B) montrant un lit frontal imagé dans des dépôts à dominante argileuse, à la base de la succession (en position de lit frontal inférieur). Il est bien marqué et présente un pendage d'environ 3° orienté vers le sud (figure 102 C).

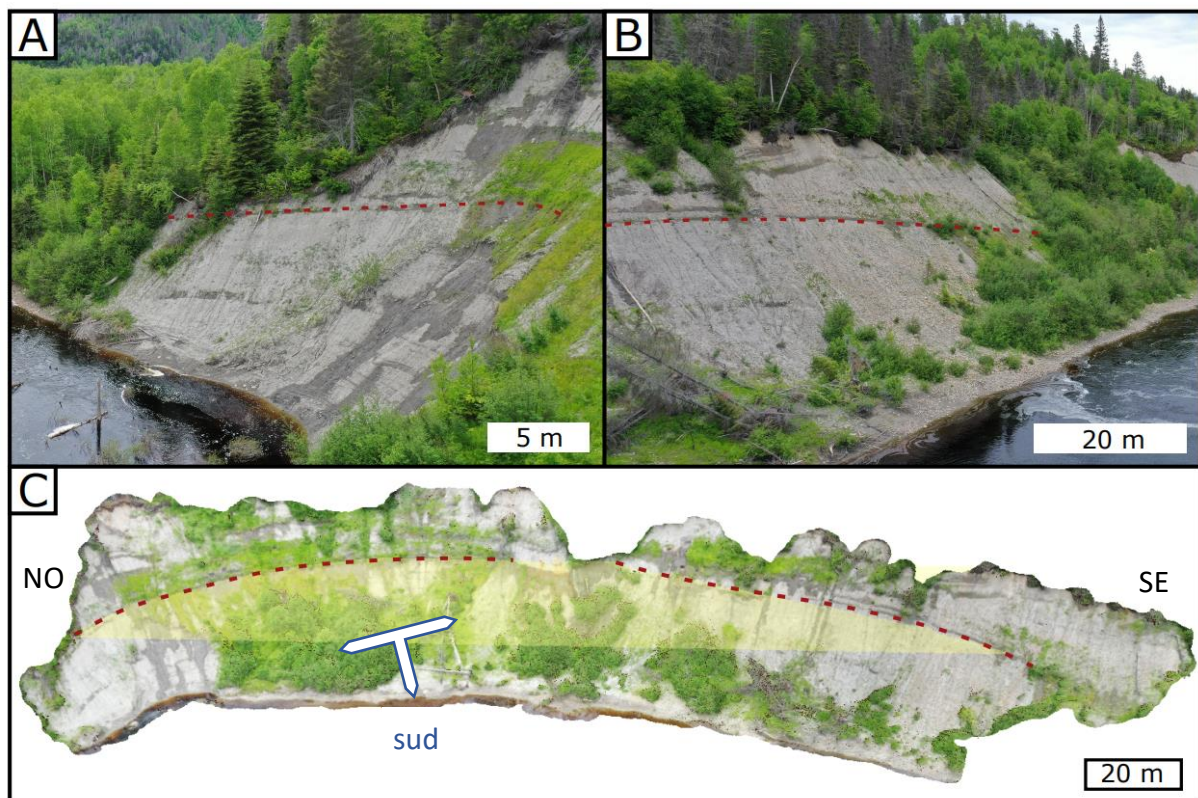
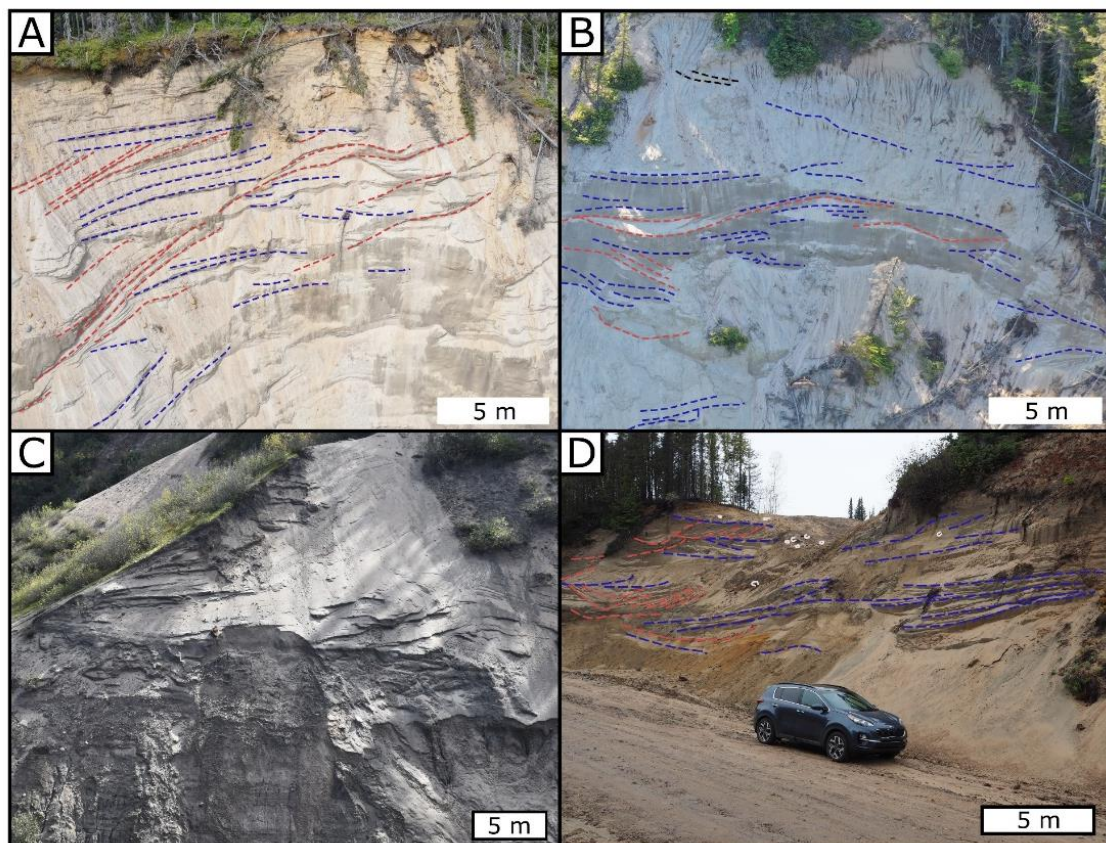


Figure 102 : (A,B) Lit frontal dans l'affleurement P5. (A et B) Vues perpendiculaires, respectivement vers le NW et vers le SE et (C) reconstruction du plan correspondant ayant permis le calcul de la pente et de la direction du lit frontal.

- **Pseudo-lits frontaux de cyclic-steps**

Les pseudo-lits frontaux se différencient clairement des lit frontaux d'un point de vue des dynamiques de dépôts. On les retrouve notamment dans les systèmes à cyclic-steps, caractérisés par des faces aval (*lee-side*) érosives et des faces amont (*stoss-side*) aggradantes, à l'inverse des dynamiques de dépôt des lits frontaux classiques (cf. section 1 de ce chapitre). Leurs formes typiques en gradins sont un marqueur d'un régime d'écoulement supercritique constituent une caractéristique des systèmes turbiditiques de lits frontaux deltaïques (p. ex. : Stow, 2005 ; Slooman & Cartigny, 2020 ; Ghienne et al., 2021). Pour le cas du CSP, on retrouve ces structures de manière presque systématique puisqu'elles sont présentes sur 8 affleurements (P1, P3, P4, P7, Pa, Pb, Pc, Pe) bien visibles en imagerie drone (figure 103 A et B) et sur les photos de terrain (figure 103 C et D). L'interprétation de l'agencement des pseudo-lits frontaux de cyclic-steps permet d'identifier des paléodirections d'écoulement variables, vers le sud-ouest (P7), le nord-est (Pa), le sud-est (Pb), et vers l'est (P1). Certaines configuration 3D donne même parfois une valeur de pendage lorsque la 3D le permet : 6,5° vers N25 (P3), 7,8° vers N140 (Pb).



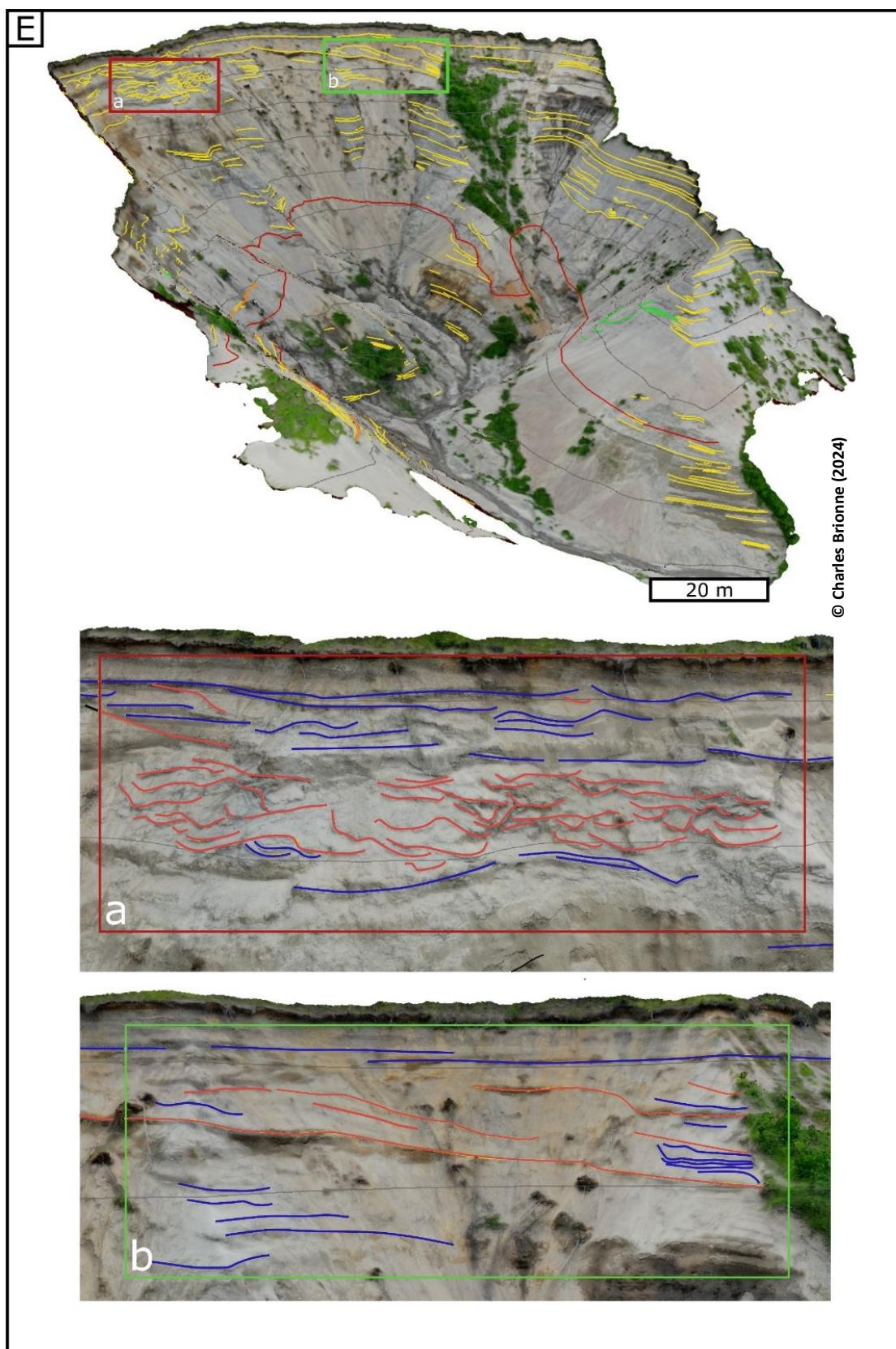


Figure 103 : Pseudo-foresets de cyclic-steps. Affleurements (A) Pc, (B) Pb, (C), (D) Pa et (E) modèle 3D de P3 illustrant les pseudo-foresets en traits jaunes dans les deux encadrés. Le détail encadré en rouge montre les cyclic-steps vues en coupe essentiellement transverse et celui en vert une vue essentiellement longitudinale, la combinaison des deux donnant une orientation de l'écoulement du système à cyclic-steps vers N24 (cf. figure 104). Les pseudo-lits frontaux sont représentés en traits rouges et la stratigraphie en bancs en traits bleus.

3.2 Synthèse des géométries de dépôt

La caractérisation des géométries identifiées en 3D permet de proposer une carte des directions préférentielles des écoulements sur le CSP (figure 104). Elle met en évidence un point crucial de la reconstruction du CSP avec l'influence du haut-plateau comme source d'apport latéral de sédiments (figure 104). Ceux-ci transitent par la rivière Crique-Pagé et ajoutent contribution sédimentaire perpendiculaire au système axial de la rivière Pentecôte. Cette direction transversale est mise en évidence par les orientations d'écoulements du pseudo-chenal de P3, des cyclic-steps sommitales de P3 et de celles de Pa. Les dépôts correspondant étant en partie inférieure des coupes, cela suggère une association avec des systèmes de dépôt plus anciens que les terrasses, et possiblement contemporains des systèmes morainiques du plateau (cf. figure 88 du chapitre 5). Les cyclic-steps de P7 et les foresets inférieurs de P6 montrent un apport sédimentaire prédominant venant du déversoir du lac Pentecôte. Les cyclic-steps des affleurements P1, Pb et Pc suggèrent du fait de leurs directions et leurs positions altimétriques une association avec des systèmes plus récents mis en place vers la fin du développement du CSP, plus particulièrement ceux des terrasses T3 et/ou T4.

4. Faciès de dépôt du complexe sédimentaire de Pentecôte

4.1 Inventaire des faciès par environnement de dépôt

Les faciès décrits dans cette section sont classés en trois catégories représentant chacune une dynamique de dépôt particulière, et mettant en place trois volumes sédimentaires successifs de plus en plus récents globalement du nord vers le sud. Il s'agit, de la plus ancienne à la plus jeune, des dynamiques de dépôt suivantes : (1) cône d'épandage sous-marin (*outwash fan*), (2) systèmes à alimentation glaciofluviale et (3) systèmes littoraux. Les deux premiers se développent dans un environnement glaciomarin, le front glaciaire étant à proximité immédiate. Ils se distinguent respectivement par l'absence ou la présence d'un système fluvioglaciaire, le plus souvent de type sandur positionné entre la source

juxtaglaciaire et le lieu du dépôt (figure 105 ; Lønne, 1995). La troisième dynamique se mettra en place dès lors que le front glaciaire se sera retiré dans le lac Pentecôte (Poiré et al., 2018), puis au-delà du bassin versant de la rivière (Dietrich et al., 2017a, 2019, 2020 ; Normandeau et al., 2017, 2019). Il s'agit alors essentiellement d'une dynamique paraglaciale (Syvitski & Praeg, 1989 ; Poiré et al., 2018).

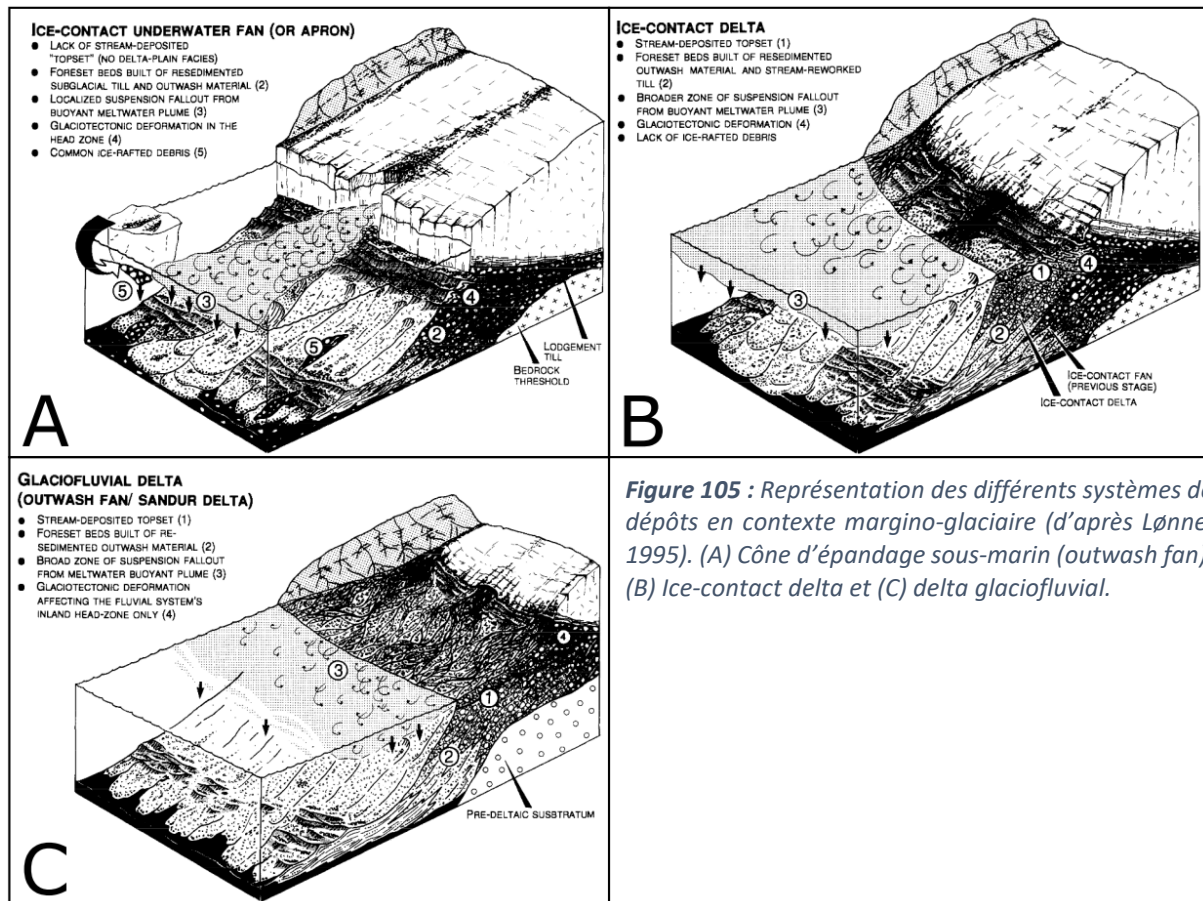


Figure 105 : Représentation des différents systèmes de dépôts en contexte margino-glaciaire (d'après Lønne, 1995). (A) Cône d'épandage sous-marin (outwash fan), (B) Ice-contact delta et (C) delta glaciofluvial.

4.1.1 Les faciès d'outwash fan

Les faciès de cône d'épandage sous-marin (*outwash fan*) représentent des assemblages de dépôts mis en place à la sortie des marges glaciaires en domaine sous-marin ou lacustre. Ce type d'environnement de dépôt se caractérise par l'absence d'un système intermédiaire fluvioglaciale, il est généralement dépositionnel en domaine marin, mais il peut également enregistrer des épisodes d'érosion, signant par exemple une réavancée de la marge glaciaire. Le cône d'épandage sous-marin se construit par progradation de lits frontaux, parfois resédimentés, avec de fréquentes déformations glaciotectioniques en sommet des lits

frontaux expliquées par l'avancée du glacier sur le système sédimentaire (Lønne, 1995 ; Lønne et Nemec, 2011). La partie proximale se caractérise généralement par une séquence de dépôt constitué de till sous-glaciaire et de divers matériaux morainiques à la sortie margino-glaciaire. La partie intermédiaire est constituée d'assemblages turbiditiques (p. ex. : cyclic-steps) et de coulées gravitaires (p. ex. : *debris flows*). La partie distale se compose de sédiments fins issus pour la plupart de panache d'eau de fonte, pouvant receler des débris délestés par les icebergs. Les faciès ci-dessous sont regroupés en deux catégories ; les faciès glaciomarins distaux et les faciès proximaux.

- **Les faciès glaciomarins distaux**

Les faciès glaciomarins distaux ont été identifiés dans la partie nord-ouest du CSP et plus particulièrement en base des coupes Pc et Pe (figure 106). Sur Pc, ces faciès consistent en un assemblage de laminites composées de lits sableux (infra millimétriques à millimétriques). On note la présence de quelques bioturbations et de laminations localement déformées interprétées comme résultant de glissements gravitaires. Les différents faciès glaciomarins distaux de Pe se décomposent (figure 106 a,b) : (1) en argiles massives, (2) dépôts massifs argilosableux à sabloargileux, et (3) se composent parfois de laminations sableuses

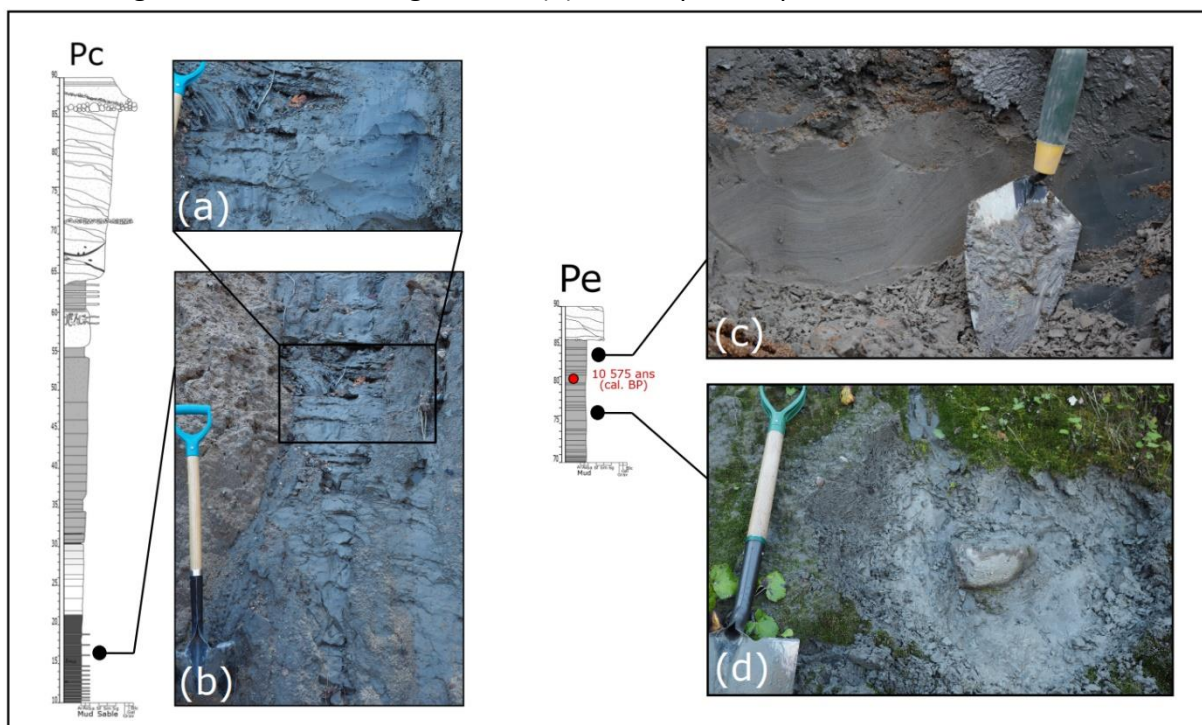


Figure 106 : Faciès glaciomarins distaux (a,b) en base de coupe Pc ; (c) ceux de Pe en base de coupe et (d) le bloc délesté en base de coupe Pe.

fines (infra-millimétriques à millimétriques) et incluant des galets interprétés comme des blocs délestés par des icebergs. C'est dans ces faciès, à 10 m du socle, que les coquilles de *Hiatella arctica* ont été collectées et datées au carbone 14 à environ 10 575 ans cal. BP (cf. section 2.7 du chapitre 5).

- **Les faciès glaciomarins proximaux**

Les faciès glaciomarins proximaux ont été identifiés au sein des coupes P3 et P6. Ils se caractérisent par des assemblages composés de laminites argilo-sableuses à sablo-argileuses (centimétriques à décimétriques) et de lits de sables fins (millimétriques à centimétriques ; figure 107a). Les laminations peuvent être légèrement ondulées (figure 107b). Ces faciès se différencient de leurs homologues distaux par une proportion supérieure en sable, reflétant une proximité plus grande avec la marge glaciaire. Ils sont interprétés comme proximaux car ces faciès ont été déposés dans l'axe du transport principal (à l'aval du lac Pentecôte). On retrouve aussi cet environnement de dépôt dans Pc au-dessus des faciès glaciomarins distaux. L'alternance entre lits sableux et sablo-argileux montre de plus des évidences de contraction-dilatation des épaisseurs de lits (figure 107b). Cette alternance est potentiellement

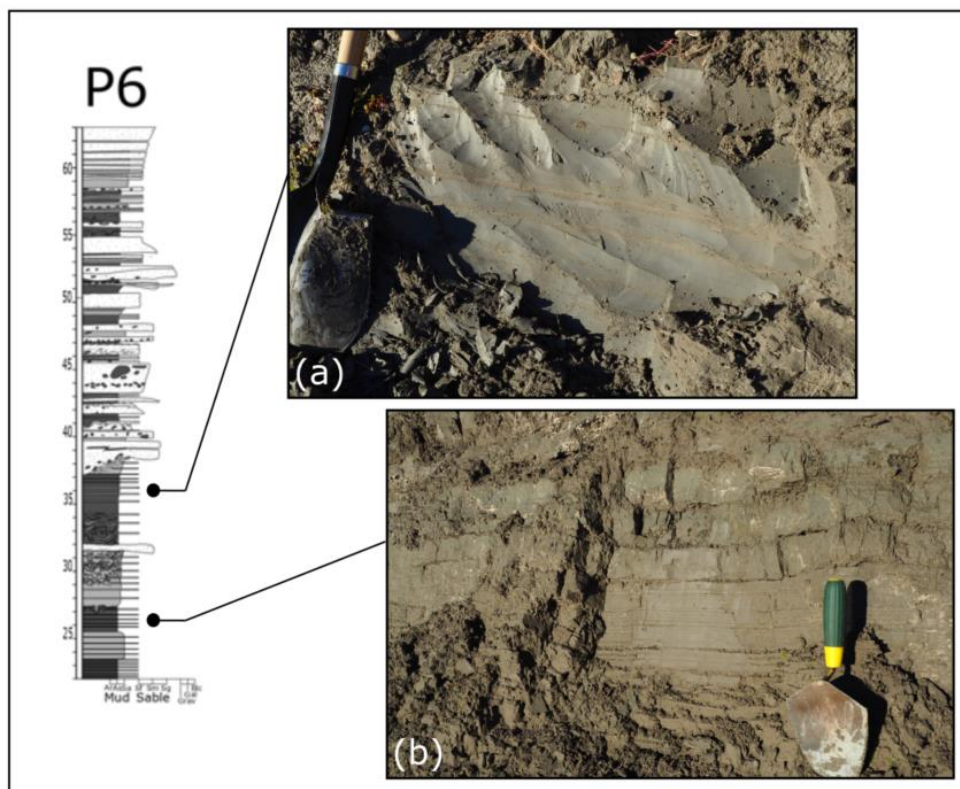


Figure 107 : Faciès représentatifs glaciomarins proximaux de la coupe P6.

interprétable comme un dépôt turbiditique issu d'un écoulement gravitaire basse-densité, sous influence tidale, journalier ou saisonnier.

- **Les faciès turbiditiques**

Les faciès turbiditiques associent un ensemble de faciès hétérolithiques et des bancs sableux métriques. Le premier assemblage se caractérise par la présence de bancs sableux moyens à grossiers pluridécimétriques, interprétés comme des lobes d'épandage au débouché de chenaux à cyclic-steps. Cet assemblage turbiditique est très souvent déformé par des figures de charges inframétriques (figure 108 c) jusqu'à décamétriques. Ces assemblages sont parfois issus du remplissage de chenaux sous-marins conglomératiques (figure 108 a) interprétés comme des coulées gravitaires. Le second assemblage consiste en un unique banc d'épaisseur comprise entre 1 et 4 m de granulométrie matricielle sablo-

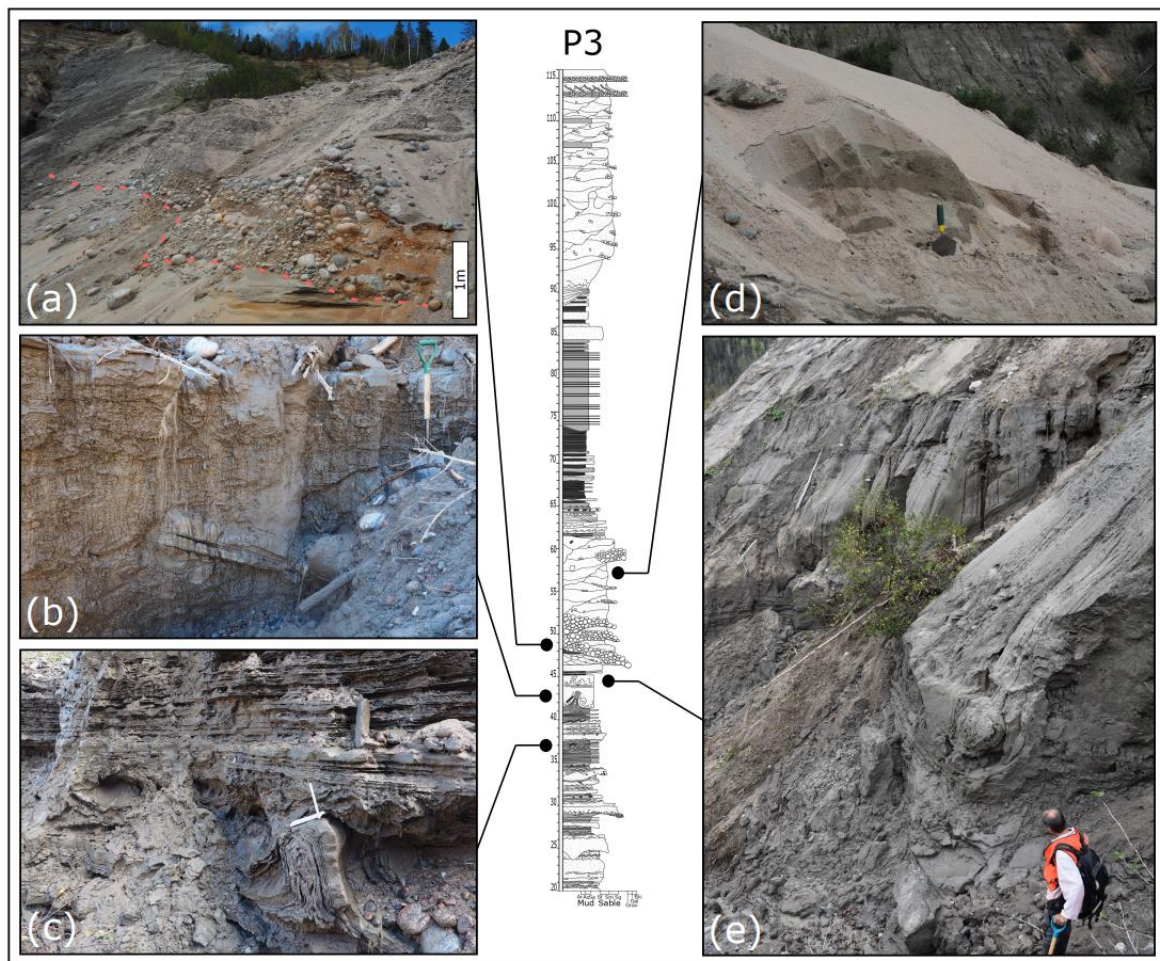


Figure 108 : Dépôts gravitaires dans le CSP. (a) chenal à remplissage conglomératique (trait rouge ; voir aussi figure 101) ; (b et e) banc massif sablo-argileux avec inclusion de blocs silto-argileux, (c) déformation par figure de charge et (d) faciès massif sableux à lentille sablo-argileuse.

argileuse et ne montrant aucune structure interne. Il est souligné par quelques figures de charge métrique en base de banc (figure 108 e), et inclut des blocs métriques issus de la fragmentation de bancs silto-argileux (p. ex. : figure 108 b). Il est interprété comme le résultat de la déstabilisation d'un dépôt silto-argileux remobilisé sous la forme d'un écoulement en masse. Le troisième assemblage se compose de sable moyen à grossier non structuré avec des lentilles sablo-argileuses déstructurées et de nodules argileux centimétriques. Le quatrième faciès est conglomératique, à matrice de sables grossiers à blocs déci- à pluridécimétriques, il comble une surface érosive interprétée comme un chenal en position intermédiaire de l'affleurement P3 d'après l'analyse 3D (cf. figures 100 et 101). On ne remarque pas d'imbrication entre les différents éléments ; toutefois il a été possible de déterminer la direction de pente de la surface érosive du chenal (nord-nord-est) fournissant ainsi une paléodirection de cet écoulement turbiditique (figure 100, section 2.2.2 de ce chapitre - chenaux et pseudo-chenaux).

4.1.2 Faciès associés aux environnements deltaïques

- Les faciès à cyclic-steps et pseudo-lits frontaux

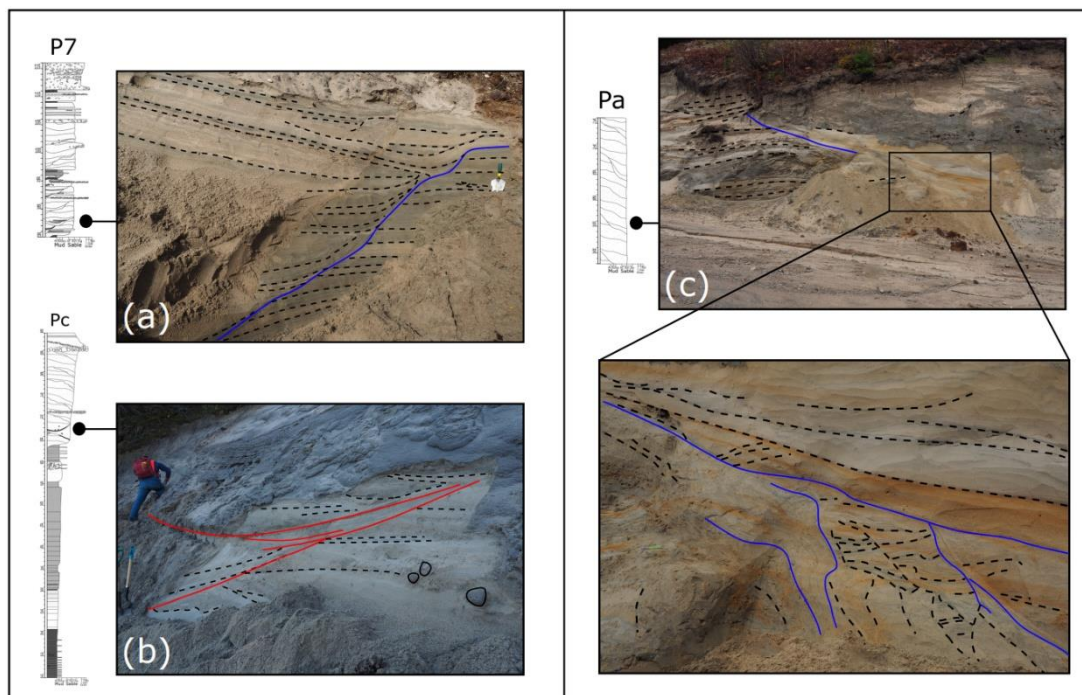


Figure 109 : Faciès à cyclic-steps. (a,c) en coupe parallèle au paléoécoulement et (b) perpendiculairement à l'écoulement. Les pseudo-chenaux principaux sont indiqués en trait rouge et les pseudo-lits frontaux principaux en trait bleu.

Les faciès à cyclic-steps sont des assemblages récurrents dans le CSP. Ils apparaissent dans presque toutes les coupes (p. ex. : Pa, Pb, Pc, P1, P3, P4 et P7). Même s'il existe des différences notables entre chaque site, on remarque une homogénéité dans la granulométrie de ces faciès. Les faciès à cyclic-steps sont composées de sables moyens à grossiers. On retrouve parfois des drapages argilo sableux tapissant le fond d'un pseudo-chenal (figure 109 b). Cette signature s'explique par un dépôt de sédiments fins après une coulée turbiditique érosive. On observe les côté-aval et côté-amont dans la direction parallèle au paléo-écoulement (figure 109 a,c) alors que les formes concaves de types pseudo-chenaux reflètent une coupe de l'affleurement perpendiculaire au paléo-écoulement (figure 109 b). Les systèmes à cyclic-steps sont fréquemment associés à des processus de liquéfaction lors de leurs dépôts, comme en témoigne des figures de charges métriques à pluri métriques (exemple à P3 ; figure 110 A, B) ou par des structures de flammes à l'échelle décimétrique (figure 110 C).

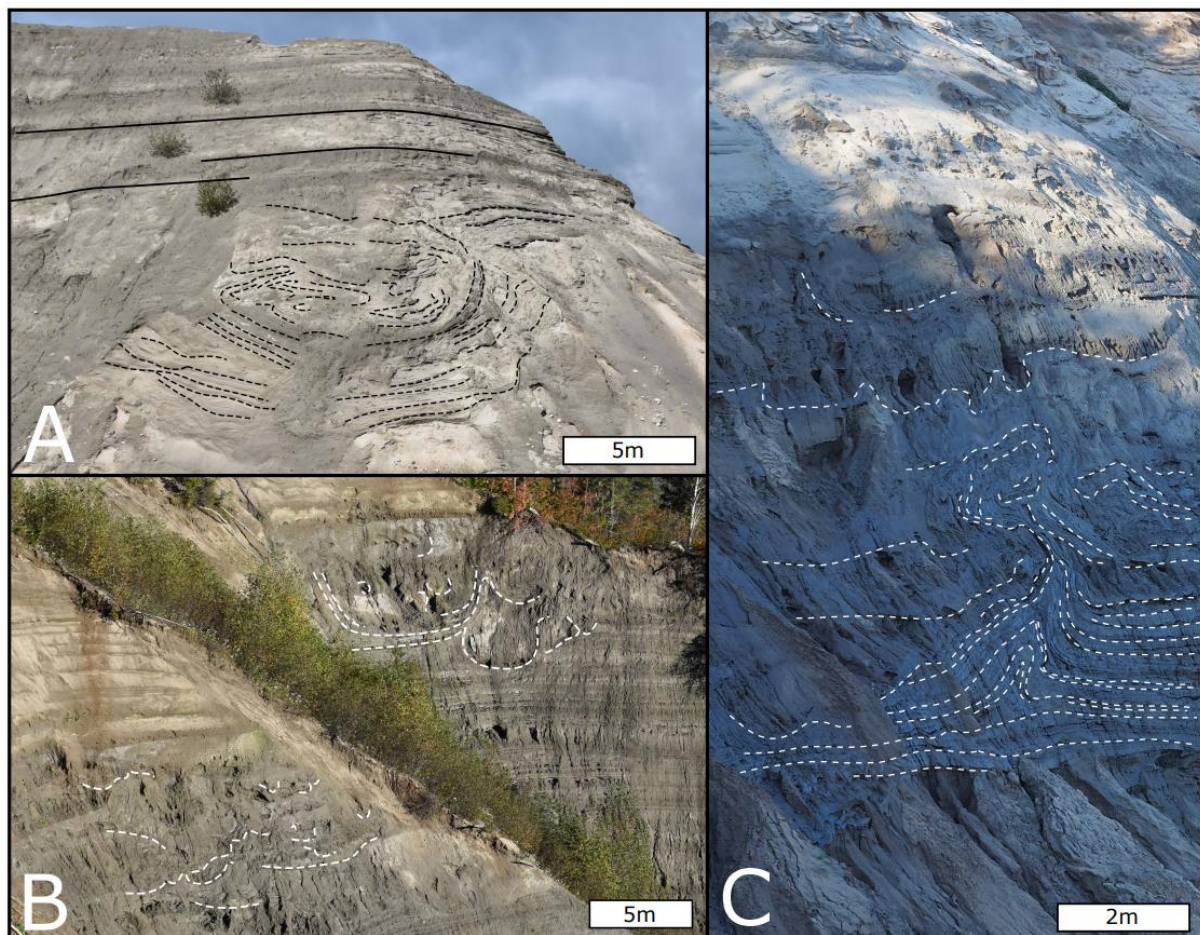


Figure 110 : Figures de charge dans les faciès à cyclic-steps. (A,B) Figures de charge plurimétriques dans la section haute de l'affleurement P3 ; et (C) flammes plurimétriques en sommet de coupe P3.

- Les lits frontaux supérieurs et inférieurs

Les faciès fluvio-glaciaires proximaux se caractérisent par des assemblages conglomératiques constitués de blocs pluricentimétriques (figure 111 e), le cas de la carrière de Crique-Pagé montrent une imbrication de plusieurs blocs donnant une paléo-orientation de l'écoulement sous-glaciaire vers le sud-est (cf. figure 104). Les faciès fluvio-glaciaires

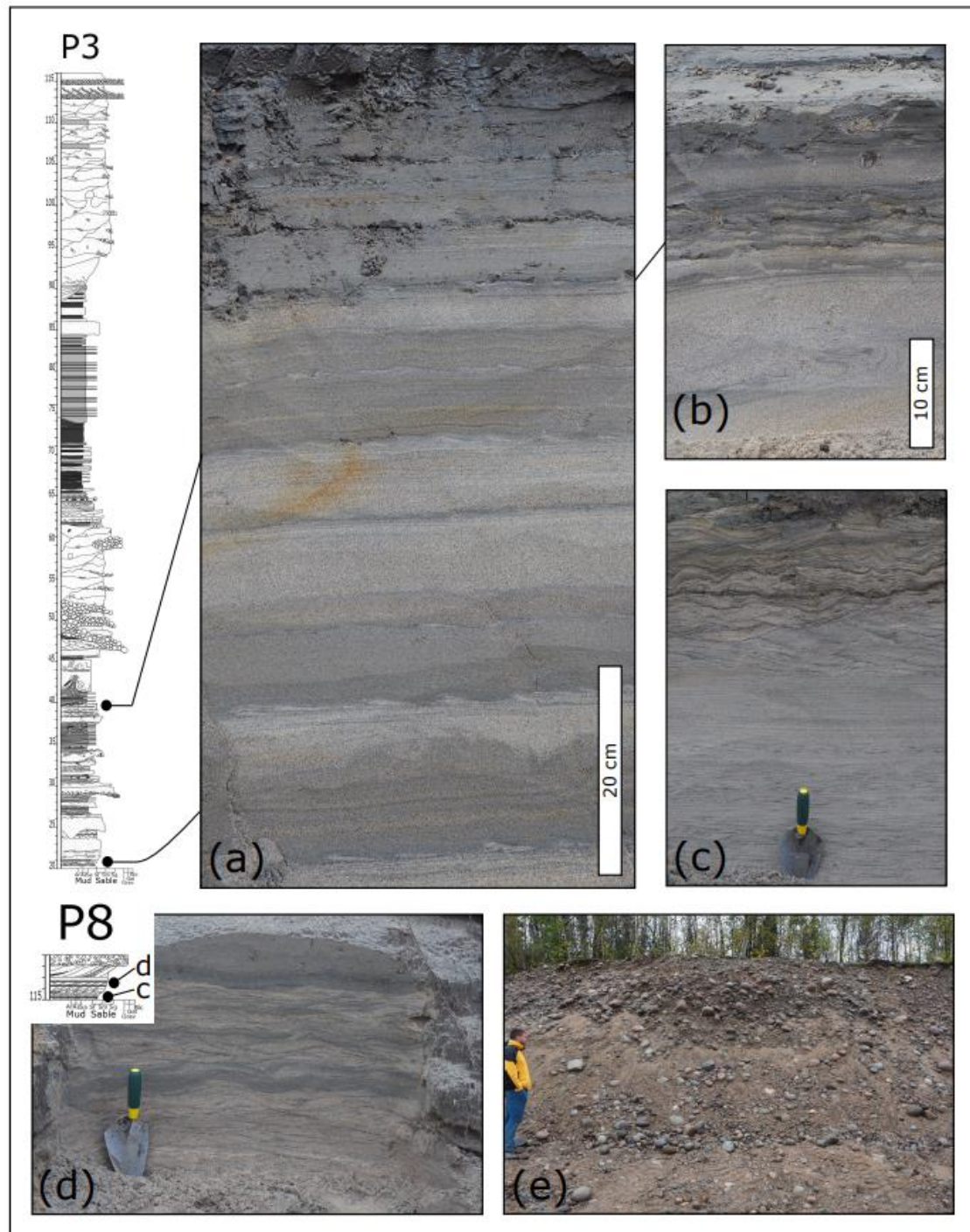


Figure 111 : Faciès fluvio-glaciaires de sables fins/moyens à sablo-argileux identifiés dans P3 (a, b), dans P8 (c, d) et dans la carrière de Crique-Pagé.

dsitaux sont caractérisés par plusieurs assemblages hétérolithiques sablo-argileux à dominance sableuse. Ces assemblages sont généralement constitués de lits de sables fins à moyens centimétriques à pluricentimétriques et d'interlits argileux à sablo-argileux infracentimétriques à centimétriques (figure 111 a). Ils sont interprétés comme des dépôts distaux d'écoulements de type cyclic-steps. On remarque que les lits sableux sont généralement ondulants et parfois constitués de rides solitaires (*starved ripples* ; Barton et al., 2010) ainsi des faciès hétérolithiques lenticulaires (figure 111 b, d ; p. ex. : Reineck & Wunderlich, 1968). On note également la présence de rides grimpanes (figure 111 d ; Baas et al., 2021) avec parfois la présence de drapages argileux centimétriques surimposant les systèmes de rides grimpanes (figure 111 c). Les rides grimpanes se localisent généralement en partie inférieure des assemblages, c'est-à-dire dans les lits frontaux inférieurs. Deux interprétations sont possibles pour expliquer la présence de ces rides grimpanes : (1) issues de l'expansion du flux avec une perte de charge dans la mise en dépôt des sédiments ; ou bien la seconde issue des conditions hydrodynamiques de fin de crue. Étant donné que les dépôts de rides grimpanes sont précédés par des lamines horizontales, c'est plutôt la deuxième option qui est envisagée.

- **Les faciès laminés à rythmites (marines)**

Plusieurs faciès laminés à rythmites ont été identifiés au sein du CSP (figure 112). Dans un premier cas (1), ils montrent une alternance de lits ou bancs sableux plurimillimétriques à pluricentimétriques intercalés de drapages argilosableux millimétriques à centimétriques (figure 112 a,c), l'épaisseur des bancs sableux évoluant régulièrement de manière décroissante puis croissante en séquence de 28 couplets (figure 112 a) pour une épaisseur totale de 30 cm. Un autre assemblage (2) se caractérise par une alternance de couplets sablo-argileux pluricentimétriques intercalés de niveaux argileux millimétriques en séquence de 14 couplets (figure 112 b), s'étalant par séquence d'environ 10 cm. D'autres assemblages à rythmites se caractérisent par des doublets argileux : on les retrouve soit (3) en doublets argileux millimétriques intercalés entre des niveaux sableux (figure 112 c), soit (4) en doublets silteux plurimillimétriques intercalés dans des niveaux argileux centimétriques (figure 112 d).

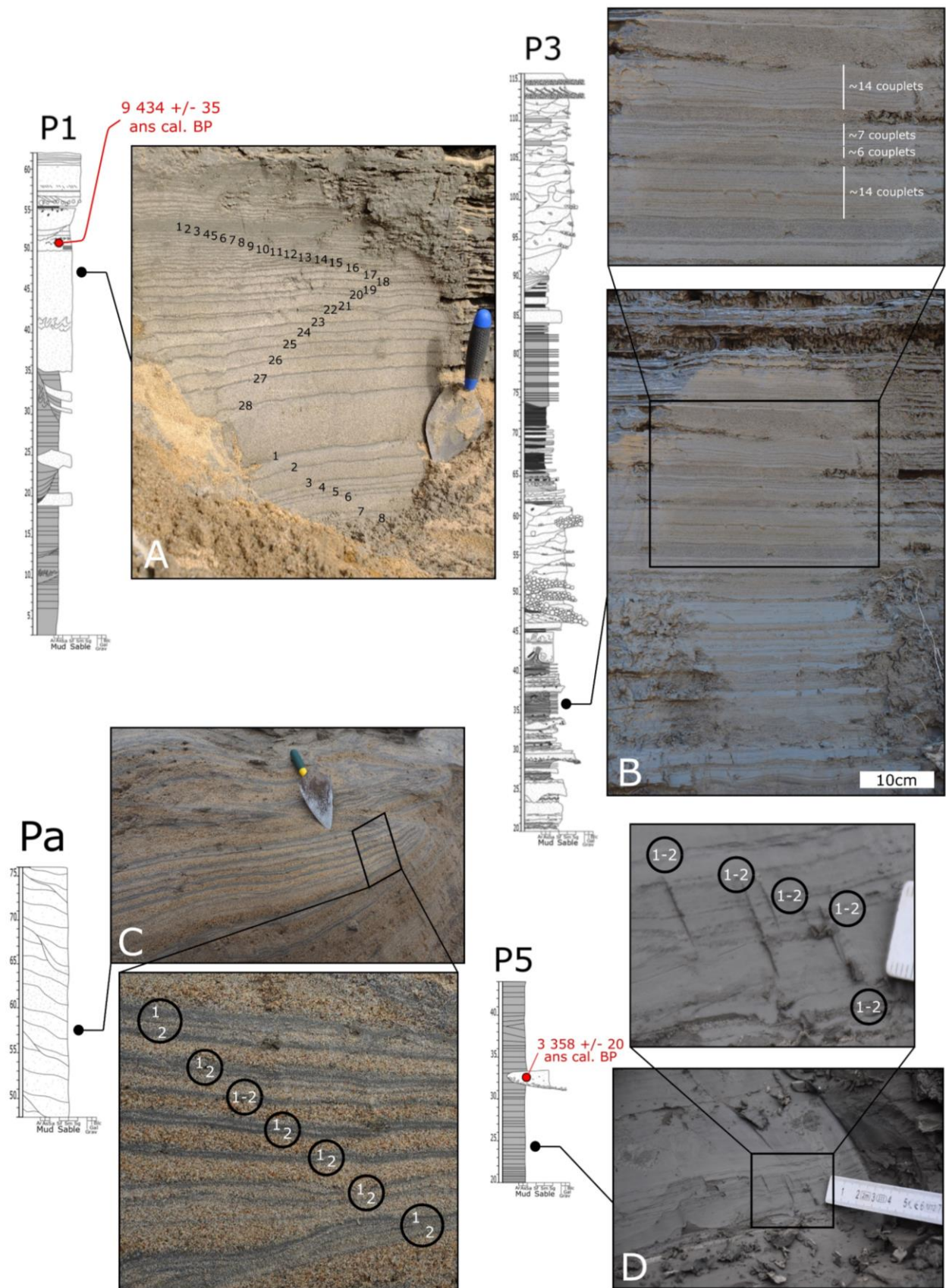


Figure 112 : Faciès de rythmites du CSP. (a,b) les couplets sable-argile en association de cycles de 14 ou de 28 couplets ; (c,d) couplets présentant un double drapage silteux.

Les agencements en couplets sable-silt formant une séquence de 28 (figure 112 a) ou 14 (figure 112 b) couplets suggèrent que la cyclicité des rythmites a été modulée par le signal tidal. Cela permet d'apporter des indications sur les taux de sédimentation instantanés. C'est notamment le cas pour les rythmites ou les cycles à 14 ou 28 couplets correspondant respectivement à +/- 7 jours ou 14 jours d'apport sédimentaire (signal tidal semi-diurne dans le golfe du Saint-Laurent ; figure 113 A). En effet, pour les rythmites de P1, la séquence de 28 couplets s'étalant sur environ 30 cm correspond à un taux de sédimentation moyen annuel d'environ 3,6 mètres. On peut les définir dans ce cas particulier comme étant des tidalites influencées par les fluctuations de l'énergie de marée principalement lors des cycles de mortes-eaux et de vives-eaux (Tessier et al., 1995 ; Tessier, 2023). Les rythmites de P3 s'agencent en successions de 14 couplets d'environ 10 cm d'épaisseur, ce qui correspondrait

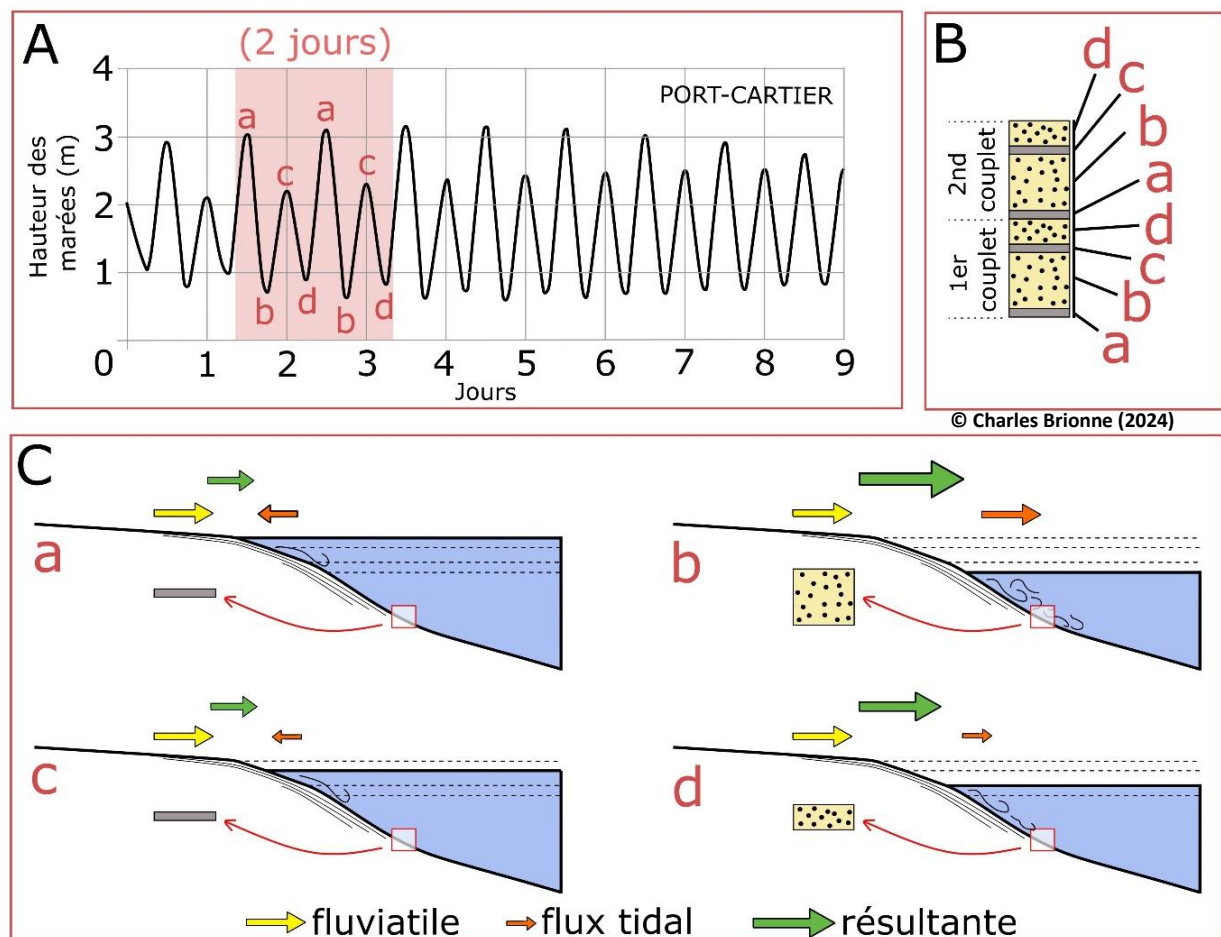
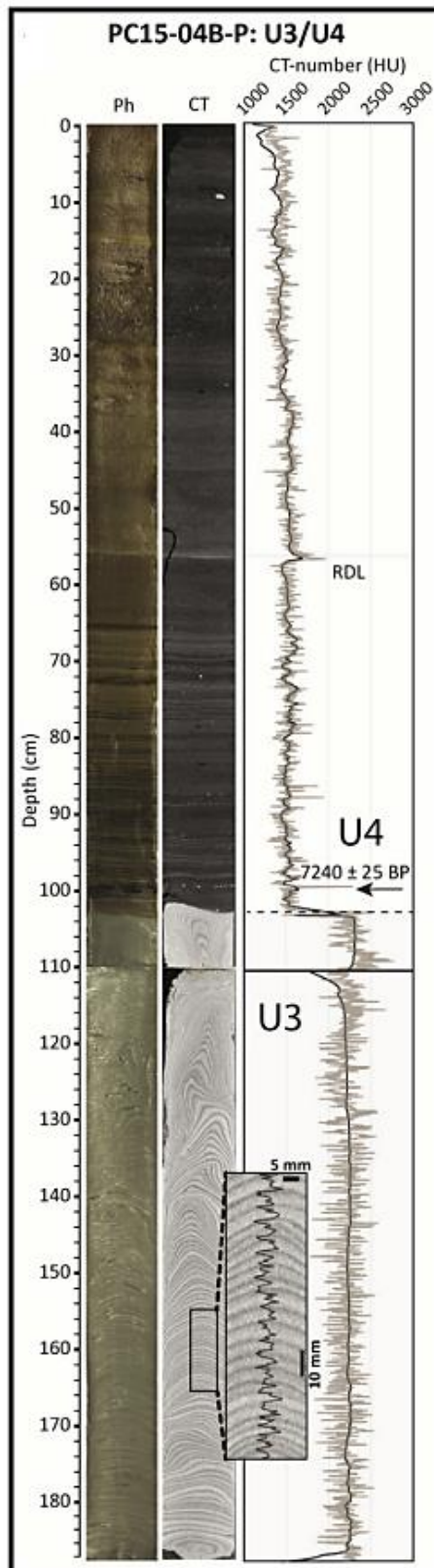


Figure 113 : Modèle de formation des doublets argileux dans les dépôts de cyclic-steps de Pa (figure 112 d). (A) Modulation du signal tidal enregistré à Port-Cartier sur 9 jours - janvier 2024. (B) Assemblages de deux couplets de doublets argileux construits par étapes successives (C) : (a) dépôt argileux lors de la plus haute marée journalière, (b) dépôt sableux centimétrique associé à la plus basse marée journalière, (c) dépôt argileux lié à la seconde marée haute journalière, mais de moindre amplitude et (d) liseré sableux enregistrant la seconde marée basse journalière de moindre amplitude. Les flèches vertes indiquent l'intensité de l'écoulement résultant d'une interaction entre le flux fluvio-glaciaire ici considéré stable (flèches jaunes) et les courants de marée (flèches orange).

à un taux de sédimentation moyen annuel d'environ 2,4 m dans l'hypothèse d'une sédimentation continue sur l'année, soit le double voire plus (environ 10 m) si l'on considère un fonctionnement du delta proglaciaire sur 6 mois, voire moins. Ce résultat semble cohérent en comparaison du taux de sédimentation instantané des rythmites de P1 plus sableuses et ainsi plus grossières par rapport à celles de P3 et donc logiquement supportant des taux de sédimentation instantanés plus élevés. Ce type de séquence en couplets est souvent caractéristique des zones d'un environnement de dépôt intertidal (p. ex. : Choi, 2011 ; Archer, 2013 ; Tessier, 2023). Ce n'est toutefois pas le cas dans notre situation, puisque nos dépôts se situent dans les lits frontaux deltaïques inférieurs. Cependant les coulées turbiditiques en domaine deltaïque sont aussi influencées par le signal tidal (*tidal drawdown* ; Smith, 1990 ; Dietrich et al., 2016 ; Bailey et al., 2023 ; Covault et al., 2017). La figure 113 propose un modèle pour l'interprétation des doublets argileux.

Le double drapage silteux est également la signature d'une modulation d'un signal turbiditique (Wright & Friedrichs, 2006 ; Ayranci et al., 2012). Ce type d'assemblage est peu visible dans les rythmites de P1, mais est très nettement observable dans celles de Pa (figure 112c). Un modèle d'interprétation est proposé tenant compte de la modulation tidale actuelle enregistrée à Port-Cartier (à 40 km au NE du CSP) dans le golfe du Saint-Laurent avec un signal semi-diurne composé de deux marées basses et hautes par jour caractérisées par une amplitude différente (figure 113 A). Une des particularités des systèmes fluvioglaciaires est l'apport continu de sédiments (flèches jaunes figure 113 C), couplé à la modulation tidale (flèches orange figure 113 C). Cela entraîne une augmentation des dépôts en partie basale des lits frontaux deltaïques. En effet, ce sont lors des marées basses que l'on déclenche statistiquement plus facilement les turbidites.



▪ Les laminites lacustres du lac Pentecôte

Une carotte a été échantillonnée par Poiré et al. (2018) dans le lac Pentecôte, nommée PC15-04B-P (figure 114), datée à la base des laminites à $7\,240 \pm 25$ ans BP soit $8\,100 \pm 25$ ans cal. BP. Elle marque la transition entre l'unité de remplissage U4 interprétée comme des sédiments para- et postglaciaires et l'unité U3 décrite comme des sédiments glaciomarins/glaciolacustres. Cette datation n'est pas forçante dans le modèle de déglaciation et nous indique un âge où la marge glaciaire n'influence plus la séquence de dépôts dans le lac Pentecôte. On remarque cependant dans l'unité U3 une belle cyclicité dans la séquence de dépôts avec une alternance de couplets sable/argile typiques de varves (p. ex. : Zolitschka et al., 2015 ; Ben Dor et al., 2019). Il existe une alternance d'ordre supérieur, avec paquets de plusieurs cm (environ 4 à 8 cm). L'irrégularité de cette alternance suggère qu'elle pourrait avoir enregistré une variabilité climatique interannuelle.

Figure 114 : Carotte sédimentaire PC15-04B-P du Lac Pentecôte. (Poiré et al., 2018). Cet enregistrement, d'un peu moins de 2 m d'épaisseur, montre la transition entre les sédiments glaciomarins/glaciolacustres et para- postglaciaires, intervenue peu avant 8 100 ans cal. BP.

4.1.3 Environnements paraglaciers

- Les faciès littoraux

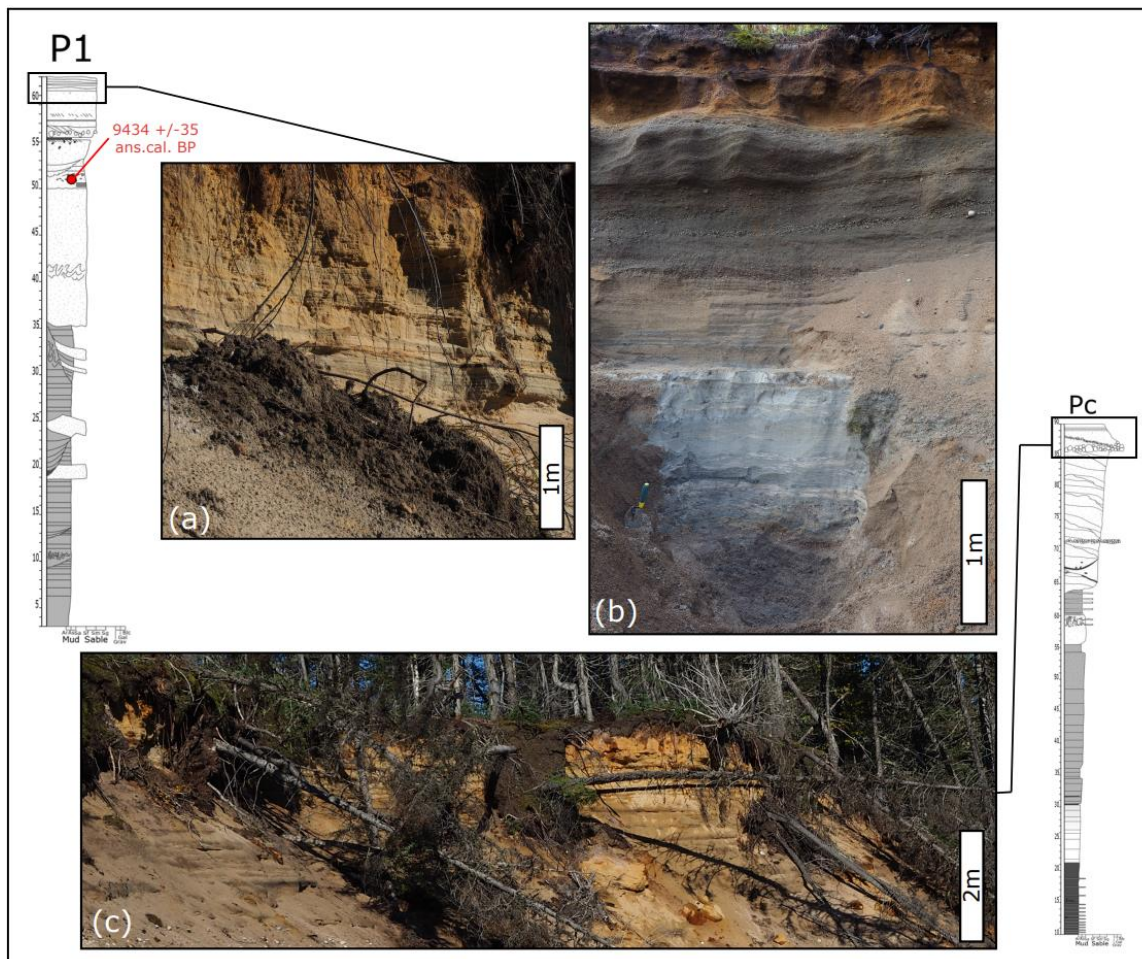


Figure 115 : Faciès de plages au sommet des coupes de la partie aval du CSP. (a) au sommet de P1 ; (b) dans la carrière sableuse des Tourbières Berger, où ils reposent de manière abrupte sur les faciès deltaïques distaux ; (c) au sommet de Pc.

Les faciès de plages ont été identifiés en sommet des coupes P1, Pc et Pe formant une nappe sableuse de quelques mètres d'épaisseur en contact avec les unités sous-jacentes caractérisées par des faciès à cyclic-steps (P1, Pc ; figure 115 c), des faciès glaciomarins distaux (Pe) ou encore des faciès fluvio-glaciaires (figure 115 b en partie supérieure de la coupe). Les faciès de plages se distinguent par leur couleur jaune orangé contrastant avec les dépôts gris sous-jacents de sédiments fins ou beiges des cyclic-steps. La base de cette nappe est soulignée par un horizon conglomératique à galets (5-25 cm) bien arrondis (*lag*), tel que celui, bien visible dans la coupe Pc (figure 115 c). Cet horizon est interprété comme un résidu de vannage (*lag*). On remarque dans les faciès de plages plusieurs bancs pluricentimétriques

granocroissants et la présence de lamines planes mises en valeur par la présence de minéraux lourds formant localement des placers (Gallaway et al., 2012). On y observe également des laminations obliques de sables moyens à grossiers avec parfois la présence de cailloutis formant des bancs centimétriques. Ces assemblages sont interprétés comme étant des faciès de *shoreface*.

4.2 Autres faciès

- **Les faciès de la terrasse à 140 m, terrasse d'origine marine ou lacustre ?**

La terrasse située à 140 m d'altitude (figure 77) représente un assemblage de granulométrie hétérogène allant d'argiles silteuses (*mud*) jusqu'à des galets arrondis pluricentimétriques. Cet assemblage montre à la base des sables moyens massifs recouverts d'un banc sablo-argileux avec des niveaux d'argiles silteuses pluricentimétriques (figure 116 b). Ce banc est surmonté d'un niveau de sables grossiers à galets arrondis avec un granoclassement croissant (figure 116 a et b) se terminant par un horizon de vannage d'environ 10 cm d'épaisseur. On retrouve en sommet de coupe, une succession sédimentaire de sables moyens à grossiers composés de laminations obliques à planes, avec la présence de galets arrondis et de niveaux de minéraux lourds (*placer*). L'interprétation de ces faciès n'est pas évidente, même si certains arguments comme la présence de placers et de laminations obliques à galets arrondis suggèrent des conditions littorales et donc marines. Il est aussi possible que ce système soit d'origine glaciolacustre, une possibilité mise en avant puisque l'assemblage de cette terrasse à 140 m d'altitude rappelle en de nombreux points la terrasse lacustre à 200 m d'altitude (cf. section faciès lacustre ci-après ; figure 117 a). La position altimétrique de cette terrasse est très proche de la limite marine régionale (cf. section 2.3 du chapitre 5). Cependant, la position en arrière des moraines suggère que la terrasse doit être plus jeune, d'où l'interprétation glaciolacustre de ce système (nécessité d'un barrage topographique avec un déversoir à 140m). On suppose également qu'au moment de la limite marine vers 140 m, un lobe glaciaire devait occuper l'emplacement de ces terrasses.

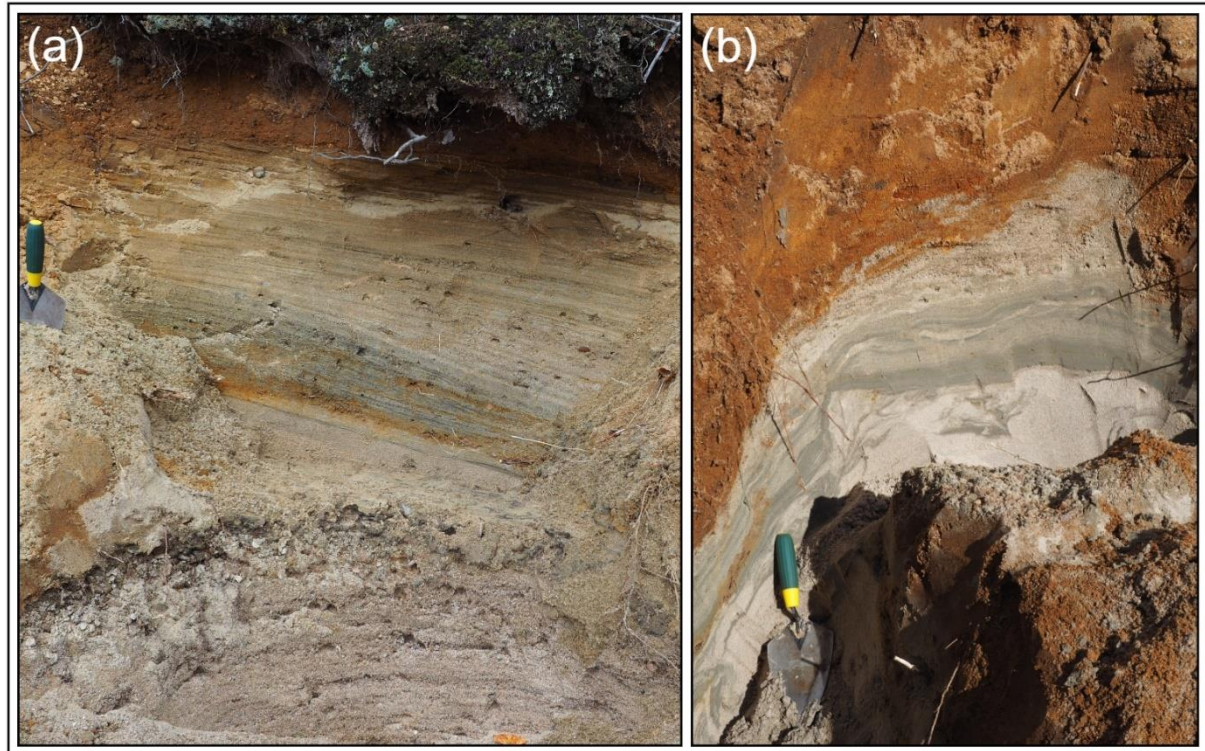


Figure 116 : Faciès de la terrasse située en rive nord du lac Pentecôte à 140 m d'altitude.

- **Les faciès glaciolacustres**

Deux sites permettant l'examen de faciès glaciolacustres ont été identifiés sur le haut plateau au sud-ouest du CSP. L'un d'entre eux est surplombée par un front morainique (figure 117 a, b, c ; localisation figure 95 point E). Ces deux sites se trouvent respectivement à 250 m et 200 m d'altitude et se situent indiscutablement au-dessus de la limite marine régionale, positionnée aux alentours de 150 m (p. ex. : Occhietti et al., 2011, 2022 ; Brouard, 2023). Ces assemblages sont relativement bien triés mais enregistrant un large spectre de granulométrie. Les sédiments qui les composent sont compris entre des argiles silteuses et des galets arrondis centimétriques.

Au point D, on observe un premier assemblage se composant d'un banc de sable fin à moyen composé de laminations, parfois de rides aggradantes à drapage argileux et fournissant un sens d'écoulement vers le sud. Cet assemblage est tronqué par des sables grossiers mais aussi argileux, à galets arrondis. Il s'agit là d'un till qui indique une réavancée de la marge glaciaire. On y retrouve également un assemblage à dominance sablo-argileuse granodécroissant (figure 117f) composé à la base de lamines sableuses plutôt déformées et

de rides grimpantes orientées N335 (figure 117 b). La partie supérieure se caractérise par un empilement granocroissante de sables moyens à lamines planes à sables grossiers avec lamines obliques se terminant par des sables très grossiers à cailloutis et composées d'un horizon de *placer* (figure 117 c). Le second site montre lui aussi d'une gamme granulométrique large composée à sa base de sables fins à moyens avec des lits sablo-argileux. On remarque également la présence de rides aggradantes, qui sont caractéristiques des environnements glaciolacustres (Garcia et al., 2015 ; Dietrich et al., 2017a ; figure 117 f). Au-dessus d'une surface de troncature, une dernière unité se compose d'un sable grossier massif avec la présence de galets arrondis centimétriques à des blocs arrondis de plus de 50 cm de diamètre.

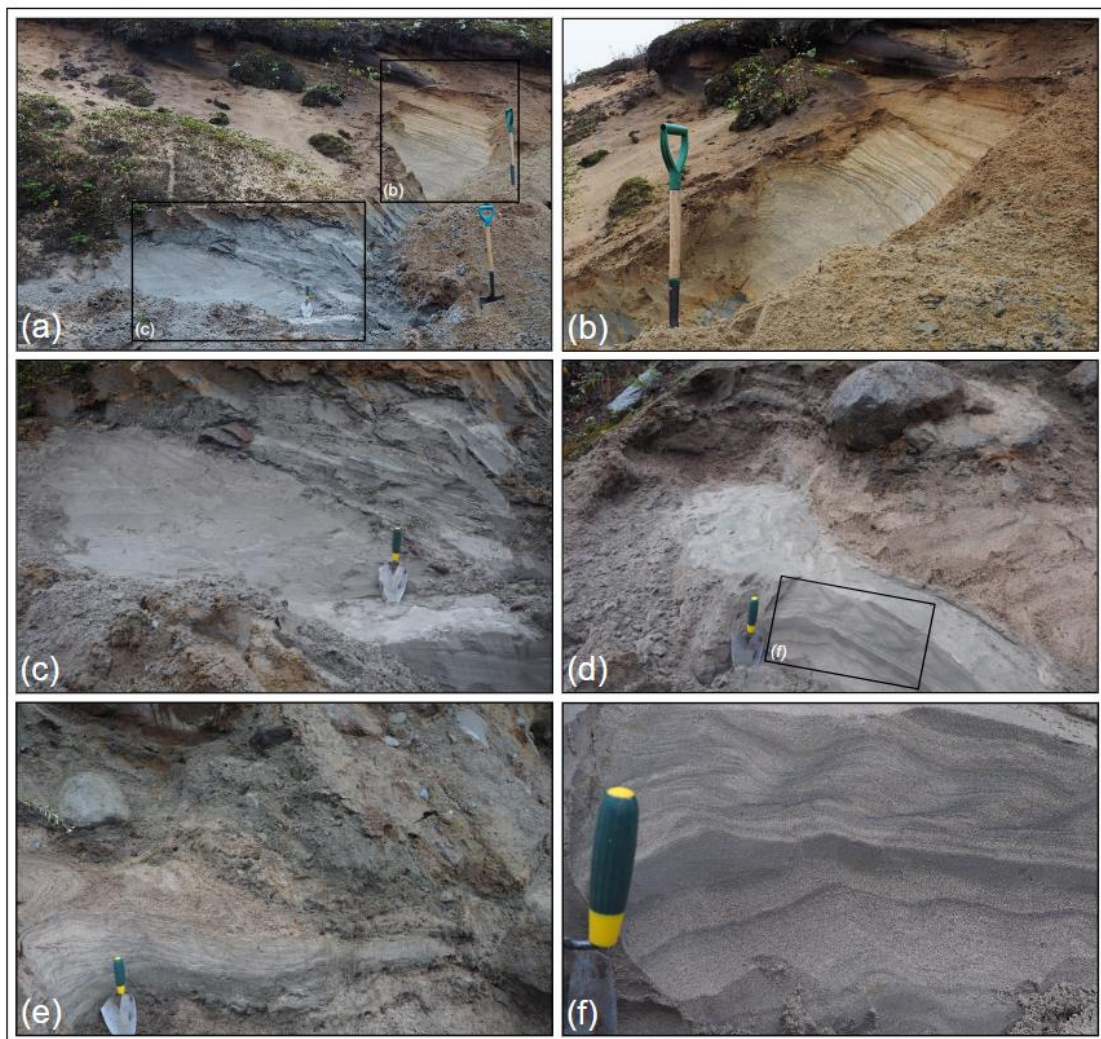


Figure 117 : Faciès glaciolacustres (a, b, c) localisés en bordure de route à proximité des lignes haute tension à 200m d'altitude et (c, d, f) ou aux abords d'une ravine surplombée par un front morainique à 250 m d'altitude.

Ces différents faciès sont représentatifs de progradation de systèmes deltaïques glaciolacustres perchés et sont associés à la plus ancienne terrasse glaciolacustre, dont la surface sommitale culmine à 248 m d'altitude. La présence d'un till au point D montre

également le chevauchement par le glacier de la séquence de progradation lacustre lors d'une réavancée de la marge glaciaire (cf. figure 95) associée à la moraine n°4 (cf. carte de la figure 88).

- **Système de poussée glaciaire**

Un système particulier a été identifié non loin des abords du lac Pentecôte (point B, figure 95). Il se caractérise par des sables moyens, avec des lamines sablo-argileuses (faciès de cyclic-steps), avec pour certaines sections la présence de rides et de plis. Il est remarquable d'y noter de petits chevauchements mis en évidence par une faille inverse (figure 118). On interprète cet assemblage comme étant la conséquence d'une réavancée de la marge glaciaire entraînant la glaciectonisation de systèmes sédimentaires proglaciaires préexistants. Cet affleurement se situe à une centaine de mètres à l'amont du système morainique n° 8 (figure 95), interprété comme la dernière réavancée de la marge glaciaire influençant la construction du CSP (figure 84 et 118).

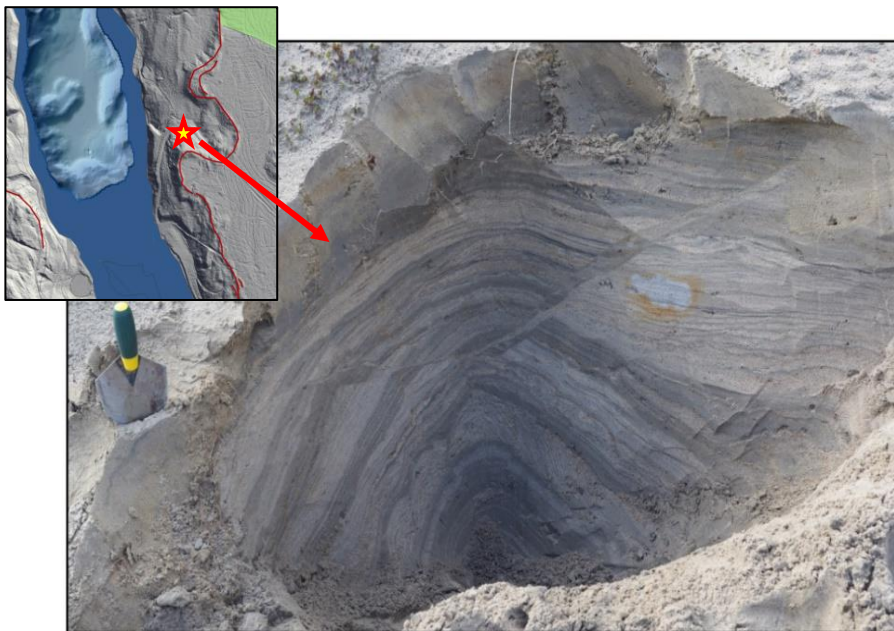


Figure 118 : Faille inverse localisée dans des faciès de lits frontaux deltaïques. Etant donné la position de l'affleurement à proximité d'une moraine, cette structure marque une réavancée de la marge glaciaire

5. Synthèse

D'une manière générale, l'interprétation des faciès du CSP a permis de d'illustrer quelques-uns des systèmes de dépôts mis en évidence par l'analyse géomorphologique (cf. chapitre 5). C'est par exemple le cas pour les faciès de l'affleurement P3, ses cyclic-steps ou

encore les faciès fluvioglaciaires de la carrière de Crique-Pagé, qui correspondent assez clairement à l'apport issu du haut-plateau associé aux moraines 2 et 3. Les chenaux cartographiés sur le toit de T1 et les indications d'orientations d'écoulements des cyclic-steps de Pa permet de les associer avec l'apport latéral du haut-plateau. Les cyclic-steps de Pb et Pc selon leurs position spatiale, altimétriques et la reconstruction des paléodirections d'écoulement indiquent une association avec le système fluvioglaciaire T3. On constate cependant que la grande majorité du volume de sédiments a été déposée avant la séquence d'incision des terrasses, tout particulièrement en ce qui concerne la partie amont du CSP. Cet enregistrement sédimentaire prédatant les systèmes de terrasses fluvioglaciaires est plus ou moins synchrone des moraines identifiées sur le haut-plateau (figure 95). Plusieurs taux de sédimentation instantanés ont été déterminés par l'analyse de différents signaux de cyclicité dans des rythmites. Pour rappel, on obtient des taux de sédimentation instantanés d'environ 2,4 m/an en base de coupe de P3. La localisation de cet assemblage fournit une valeur de taux de sédimentation moyen lié à la première stabilisation de la marge sur le haut-plateau. A l'inverse, les rythmites sableuses de P1 reflètent un taux de sédimentation moyen lié à la dernière réavancée de la marge glaciaire (notamment associée à la terrasse glaciofluviale T4). Ces rythmites indiquent un taux de sédimentation instantané d'environ 3,6 m/an. Ces taux du même ordre de grandeur indiquent des apports proglaciaires plutôt continus au cours de la chronologie de remplissage. À titre indicatif, si on considère une épaisseur du CSP d'environ une centaine de mètres déposés en 1 450 ans, cela donne un taux de sédimentation moyen du CSP de l'ordre de 7 cm/an, soit deux ordres de grandeur d'écart avec les taux de sédimentation des rythmites. À titre comparatif, on dénombre deux stabilisations qui ont permis le remplissage de P3 (apport latéral), soit environ 320 ans (1 450 ans que l'on divise par huit systèmes morainiques ayant joué dans le remplissage du CSP, que l'on multiplie ensuite par deux correspondant au nombre de stabilisations à l'origine du remplissage de P3). En tenant compte de 100 m de remplissage en 320 ans pour P3, cela fournit un taux de sédimentation moyen de l'ordre de 31 cm/an, ce qui est tout de même 10 x inférieur au 3,6 m/an des rythmites basales de P3, mais a peu près du même ordre de grandeur.

Chapitre 7

Le complexe sédimentaire de Pentecôte, une
archive locale de la transition marine/continentale
du front glaciaire

Le complexe sédimentaire de Pentecôte (CSP) constitue une archive locale de la transition de la marge glaciaire depuis une position marine jusqu'à une position continentale. Ce chapitre a pour objectif de faire la synthèse des observations et interprétations des deux chapitres précédant en associant les 'analyses' géomorphologique et sédimentologique. L'histoire du CSP s'organise en 5 étapes majeures : (1) la stabilisation marine sur un prisme de ligne d'ancrage à l'aval du CSP puis un premier retrait ; (2) la formation du cône d'épandage sous-marin (*outwash fan*) ; (3) les deltas fluvio-glaciaires de Crique-Pagé (apport latéral) et de Pentecôte ; (4) la dernière réavancée de la marge glaciaire suivie de l'avulsion de la rivière Pentecôte ; et (5) les suites paraglaciales du CSP à partir du retrait de la marge dans le lac Pentecôte suivie de l'incision des rivières et le refaçonnement du dernier lit frontal par les systèmes littoraux à plages soulevées notamment. A la suite de cette synthèse morphostratigraphique, les problèmes posés par l'enregistrement du temps stratigraphique dans un tel système sédimentaire seront discutés. Enfin, le CSP sera comparé à d'autres systèmes analogues (p. ex. : Lønne, 2001 ; Lønne & Nemec, 2011 ; Dietrich et al., 2017a ; 2020), et tout particulièrement à ceux de la Côte-Nord.

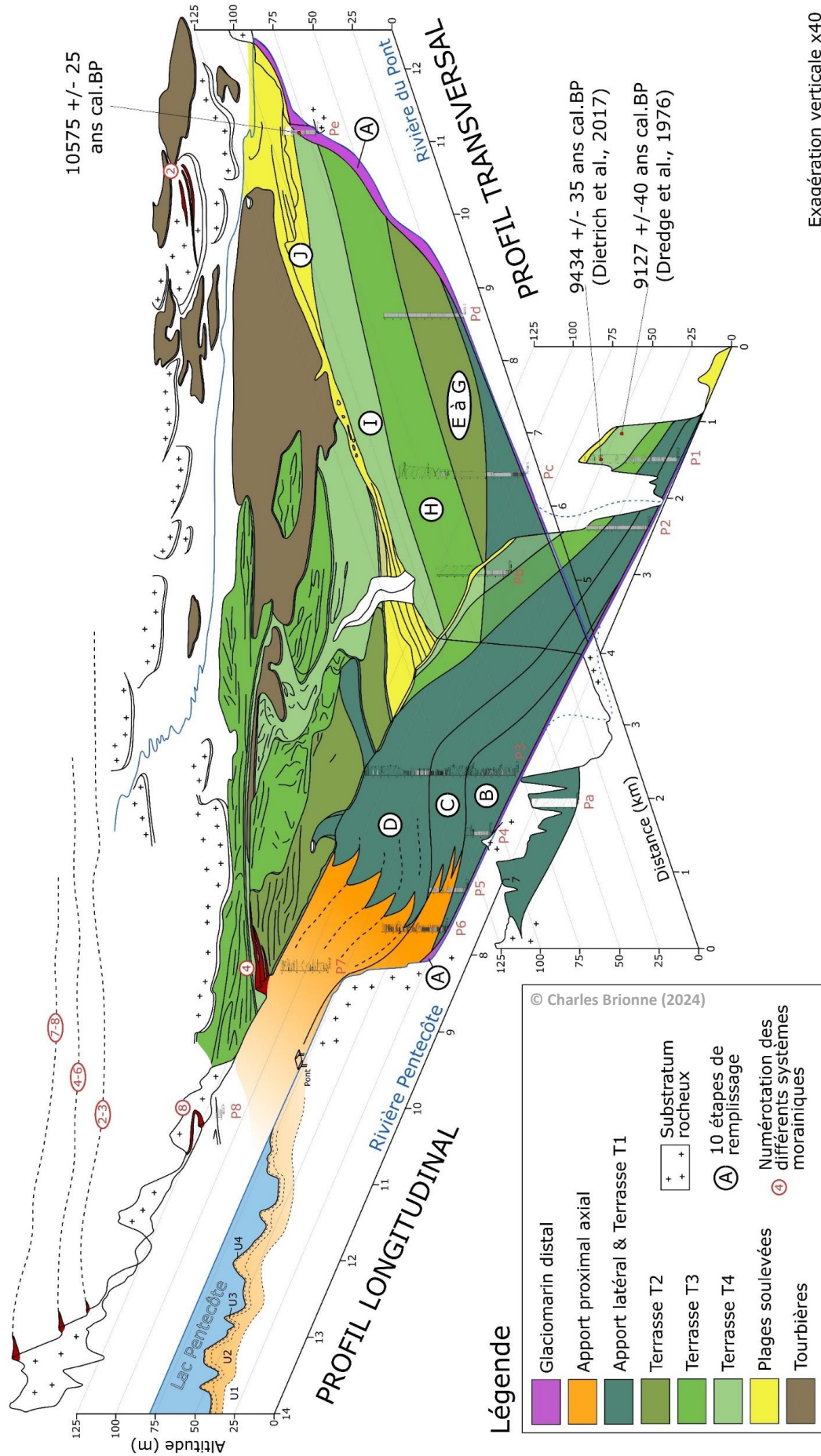
1. Le CSP : un enregistrement de la dynamique de déglaciation sur la Côte-Nord

Nous avons vu aux chapitres 6 et 7 que la géomorphologie et la stratigraphie ont enregistré toutes deux la dynamique du CSP mais de manière différenciée. Nous disposons, pour établir l'architecture morphostratigraphique du CSP et ainsi reconstruire son développement au cours du temps, de 3 perspectives différentes :

- Une vue en carte, permettant de visualiser assez bien d'une part la séquence de retrait glaciaire grâce aux tracés de moraines (de sous-marines à continentales ; figure 72, 73 et 88), et d'autre part la phase d'encaissements des terrasses fluvio-glaciaires suivie de la succession de plages soulevées (figure 80, 81, 83 et 87).

- Une vue en section longitudinale (NO-SE), représentant pour l'essentiel une corrélation des affleurements des berges de la rivière Pentecôte. Elle met en relief les interactions entre le système de Crique-Pagé, débouchant latéralement et alimenté depuis le plateau, et le système alimenté par le front glaciaire sous-marin puis continental dans l'axe du lac Pentecôte (figures 119, 121 à 123).
- Une vue en section transversale (SO-NE), soit perpendiculairement au profil précédent. Elle se base, pour l'essentiel, sur la suite des affleurements de la rivière Du Pont (prolongés vers le SO par la coupe Pa). Elle offre une vision 2D, superposant sur la verticale les parties distales de la première partie du CSP (cône d'épandage sous-marin), les parties médianes d'une partie intermédiaire (les lits frontaux deltaïques), et la partie proximale des systèmes paraglaciers (plages soulevées) clôturant l'histoire du CSP (figures 119 et 129 à 131).

La compilation des visions offertes par ces trois perspectives de la transition marine à continentale enregistrée sous l'une ou l'autre forme par le CSP permet de reconstruire l'architecture morphostratigraphique et les géométries de dépôts associées. Cette approche permet de combler les lacunes, celle d'une des trois perspectives étant le plus souvent comblée par les données de l'une ou des deux autres. C'est par exemple le cas avec l'interprétation de l'apport latéral venant du haut-plateau en début d'histoire, la carte géomorphologique ne fournissant que peu d'indices de ce paléo-delta fluvioglaciaire. La compréhension de l'influence des systèmes morainiques les plus externes du haut-plateau concernant la construction du CSP a été facilitée grâce au modèle 3D de P3 et notamment avec la reconstruction des différentes directions de paléoécoulement des cyclic-steps et du chenal intermédiaire. La localisation de la carrière de blocs conglomératiques de Crique-Pagé et l'affleurement de cyclic-steps de Pa sont venus ensuite confirmer cette hypothèse. Cet enregistrement morphostratigraphique, assez complet une fois réunifié, est proposé sous la forme d'un écorché en pseudo 3D à la figure 119. Les différentes étapes qui en découlent, depuis une position du front glaciaire en mer, jusqu'à un retrait dans le Lac Pentecôte, sont illustrées en cartographie de synthèse subdivisée en dix instantanés répartis entre 10 575 +/- 25 ans et 9 127 +/- 40 ans cal. BP (étapes A à J sur la figure 119 et figures 120 à 131).



Exagération verticale x40

Figure 119 : Modèle 3D de remplissage du CSP décrit selon les 11 étapes numérotées de A à J. Le profil longitudinal passe par le cours de la rivière Pentecôte et le profil transversal par le cours de la rivière Du Pont. Les unités définies sous le lac Pentecôte par Poiré et al. (2018) U1 : substratum rocheux, U2 : sédiments pré-déglaciation, U3 : sédiments glaciomarins/glaciolacustres et U4 : sédiments paraglaciare et postglaciaires et sédiments fluviaux.

2. La séquence de déglaciation en 10 étapes

L'étape de stabilisation précédant l'édification du CSP se marque à quelques dizaines de kilomètres au large du CSP sur le prisme de ligne d'ancrage identifié à environ 80 m de profondeur (Lajeunesse et al., 2019 ; système morainique n°0, figure 88), soit à une profondeur > 230 m au moment du retrait. Celui-ci fait partie d'un ensemble régional daté vers 12 500 ans cal. BP (figure 72 ; Lajeunesse & St-Onge, 2013 ; Dietrich et al., 2017). La surface basale du glacier est au contact avec le plancher rocheux et aucun dépôt correspondant (p. ex : moraine de fond, esker) n'a été identifié au niveau de l'actuel complexe sédimentaire de Pentecôte. Ce n'est qu'après déstabilisation et son retrait en amont du prisme de ligne d'ancrage qu'un espace proglaciaire se libèrera et que la construction du CSP s'enclenche.

2.1 Première stabilisation et mise en place du cône d'épandage sous-marin (A)

La première étape de l'édification du CSP (A) est la formation d'un cône d'épandage sous-marin (*outwash fan*) à l'aval du seuil barrant le lac Pentecôte. On retrouve notamment des assemblages typiques d'*outwash fan* distal dans les coupes Pc et Pe, avec pour cette dernière un contact direct avec le substratum rocheux (figure 120 ; cf. section 3.1 du chapitre 6). La position géographique de ces assemblages implique une marge glaciaire 'lointaine' non préservée et donc probablement située en arrière des moraines 2 à 8 du nord-est du CSP (figure 88). On note également la présence dans ces faciès (coupe Pe, figure 85) de *Hiatella arctica* datées vers 10 575 +/- 35 ans cal. BP localisées à quelques mètres au-dessus du substratum rocheux (figure 97, cf. section 2.7 du chapitre 6). Cet âge fournit un repère approximatif pour l'initiation du CSP.

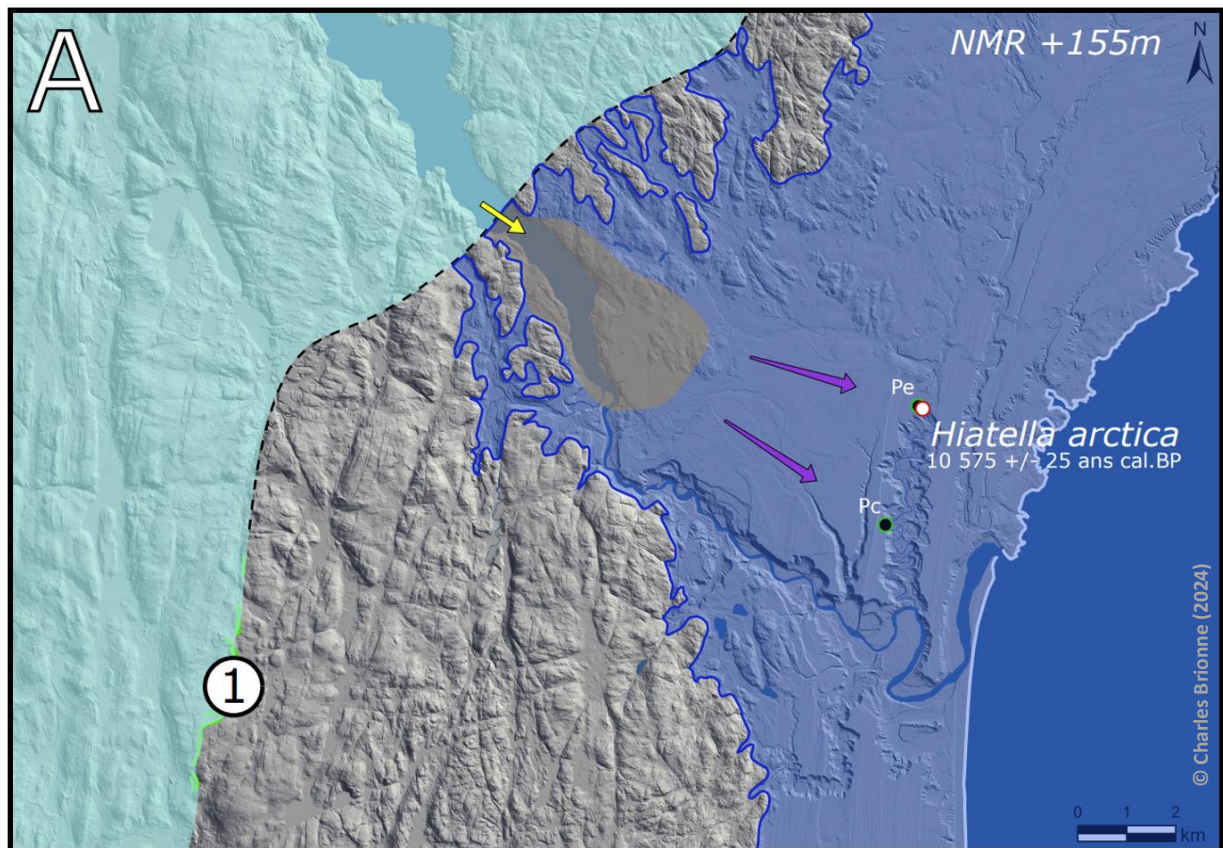


Figure 120 : Vers 10 600 ans cal. BP, après le retrait depuis le prisme de ligne d'ancrage en mer, 1^{ère} étape de stabilisation de la marge glaciaire dans le secteur de Pentecôte. En bleu sombre, le domaine marin, en bleu gris, l'inlandsis à sa position le long de la moraine 1 dont le tracé vers le NE n'a pas été préservé à la suite des réavancées postérieures ; début de mise en place de l'outwash fan composé de faciès sableux (zone jauno orangé et flèches jaunes), et faciès glaciomarins distaux (Pc et Pe) alimentés par des panaches turbides (flèches violettes).

2.2 Les deltas fluvio-glaciaires (B à H)

Les moraines cartographiées sur le haut-plateau montrent qu'il y a une réavancée notable de la marge glaciaire (B). Cette moraine n° 2 tronque et chevauche la précédente à proximité du CSP. Dans les basses terres, cette réavancée serait enregistrée par un cordon morainique d'un peu moins d'un kilomètre d'extension se disposant sur un éperon rocheux (figure 121). Les indications d'orientation du flux sédimentaire dans P3 indiquent à cet endroit un écoulement provenant du sud-ouest (figure 119). Une reconstruction paléogéomorphologique a permis de mettre en évidence deux systèmes distincts : (1) une terrasse glaciolacustre perchée à 248m signant l'existence d'un lac de barrage glaciaire (flèche et zone rose, figure 121) ; et (2) une gorge fluvio-glaciaire alimentant un delta fluvio-glaciaire (flèche verte) indiqué par la terrasse T1 (zone verte ; figure 121), représenté par des faciès

turbiditiques sableux à sablo-argileux en base de coupe de P3 (figures 108 et 121). Il faut noter une connexion possible entre ces deux systèmes. En effet dans le cas d'un niveau de base du lac supérieur à 319 m d'altitude, une encoche dans la topographie pouvait jouer un rôle de déversoir du paléo-lac vers le système fluvioglaciaire (ligne pointillée rouge, figure 121). Aucune preuve géomorphologique ne montre que ce déversoir est fonctionné à un moment, il aurait pu toutefois fournir une capacité de transport supplémentaire aux sédiments déjà présents dans le système fluvioglaciaire. D'un point de vue sédimentologique, cette réavancée est également mise en évidence par la progradation de l'outwash fan avec le dépôt de sédiments glaciomarins proximaux en base de coupe P6 (figures 107 et 121). Étant donné la granulométrie plutôt fine des faciès proximaux de P6 et des faciès distaux de Pe, il est proposé de dissocier une ligne de d'ancrage (*grounding line*, GL) du front glaciaire, ce qui permet d'augmenter la distance avec la source (figure 121) avec un remplissage par les sédiments proglaciaires plus grossiers à l'aval du lac Pentecôte (flèche jaune, figure 121).

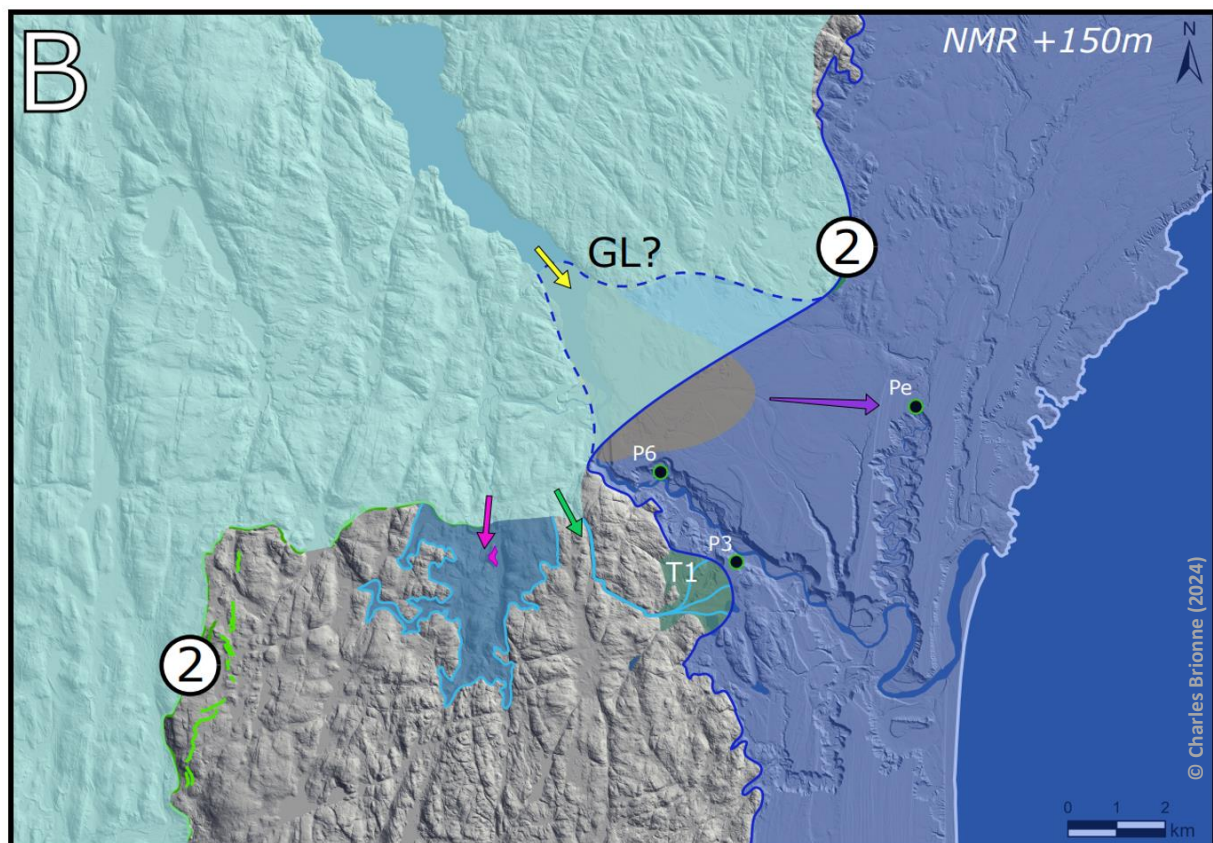


Figure 121 : Vers 10 400 ans cal. BP, 2^{ème} stabilisation de la marge signant une réavancée générale de la marge glaciaire. En bleu sombre, le domaine marin, en bleu gris, l'inlandsis à sa position le long de la moraine 2 dont le tracé chevauche en grande partie la moraine 1. Cette réavancée est accompagnée de la mise en place d'un paléo-lac à 248m (terrasse glaciolacustre en rose) et d'un système fluvioglaciaire alimentant le système T1 (flèche et zone verte). Il constitue l'apport latéral (SO) de la dynamique de remplissage du CSP. La flèche violette indique l'apport de nuages turbides dans Pe. GL : Grounding line.

La signature de cette réavancée se termine par granoclassement croissant avec la présence d'un chenal érosif en position intermédiaire de la coupe P3 (figures 100, 101, 108) orienté vers le nord-est. On observe ensuite un granoclassement décroissant passant de cyclic-steps sableuses à un assemblage de sédiments fins notamment composés de rythmites. Cette succession sédimentaire est interprétée comme la signature d'une temporaire phase de retrait de la marge glaciaire (C) montrant un éloignement de la source. L'absence de discontinuité dans ce signal décroissant suggère que le retrait est mineur et n'est pas assez important pour rompre la connexion entre la marge glaciaire et le système fluvioglaciaire de Crique-Pagé alimentant la terrasse T1 (figure 122).

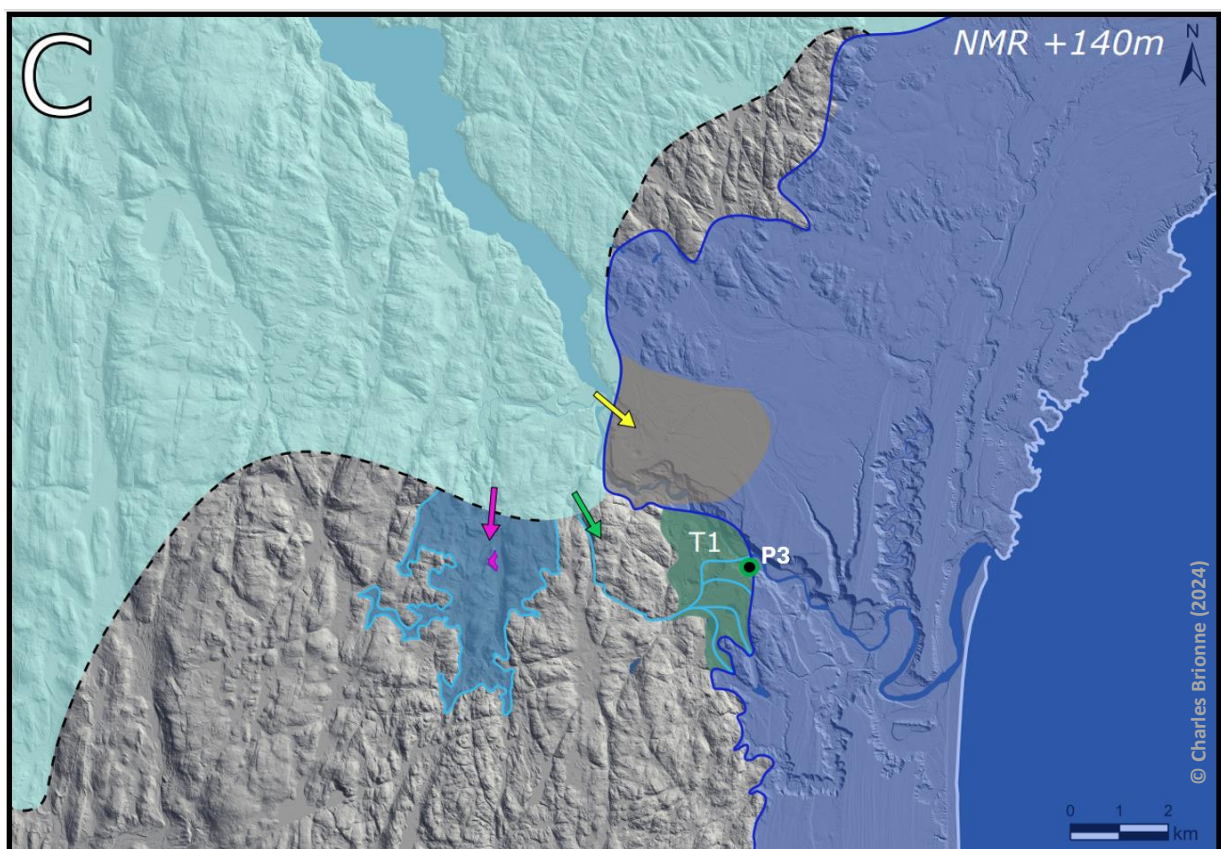


Figure 122 : Vers 10 100 ans cal. BP, retrait généralisé de la marge glaciaire. Les systèmes glaciolacustres (flèche et zone roses) et fluvioglaciaire (flèche et zone vertes) du haut-plateau sont conservés. L'enregistrement sédimentaire constitue la partie inférieure de la coupe P3.

L'étape suivante (D) est déduite de plusieurs observations sédimentologiques. La partie supérieure de la coupe de P3 enregistre un empilement progradant à cyclic-steps superposées (figure 96). Les coupes P7 et Pa se composent de cyclic-steps grossières dans leur moitiés supérieures (figure 109a), respectivement orientées vers le sud-ouest et le nord-est. La cartographie des systèmes morainiques montre un système morainique de réavancée bien

visible sur le haut-plateau ainsi que dans les basses terres (moraine 3, figure 123). La majorité du cordon morainique a un front dorénavant continental hormis un segment encore au contact avec le golfe du Saint-Laurent dans l'axe du CSP. Cette réavancée précède la troisième stabilisation du CSP (D ; correspondant à la deuxième et dernière réavancée pour l'apport latéral, flèche verte, figure 123) avec notamment la fin de remplissage de P3 et le dépôt de système à cyclic-steps au niveau de la coupe Pa (figure 123). On remarque que le système de cyclic-steps de Pa est orienté vers le nord-est et que sa position altimétrique est relativement haute dans le CSP (figure 119). Ces observations suggèrent une migration vers le sud-est du système deltaïque de Crique-Pagé venant alimenter le système turbiditique de Pa. C'est probablement à cette étape que s'est déposé le conglomérat fluvioglaciaire de la carrière de Crique-Pagé (figures 104 et 111e).

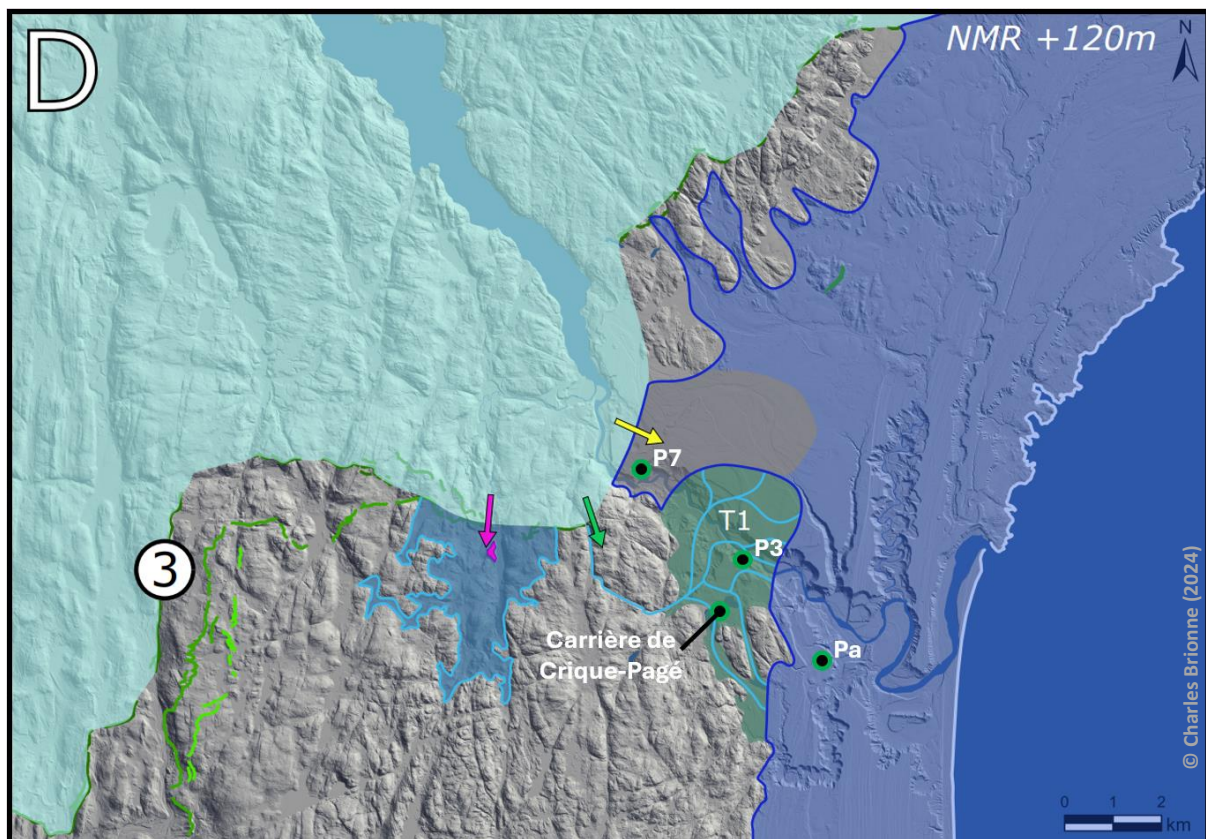


Figure 123 : Vers 9 600 ans cal. BP, réavancée de la marge glaciaire (moraine 3) associée à la seconde et dernière réavancée pour le système fluvioglaciaire de Crique-Pagé. Cette réavancée est enregistrée par les cyclic-steps terminales de P3 et celles de Pa, ainsi que les conglomérats fluvioglaciaires localisés dans la carrière de Crique-Pagé. Établissement de la terrasse glaciolacustre à 247m. Les cyclic-steps de P7 montrent que l'outwash fan dans l'axe de Pentecôte poursuit sa progradation.

La cartographie morainique indique ensuite trois étapes successives de retrait généralisé de la marge (E, F et G, figures 124, 125 et 126). La reconstruction géomorphologique de ces étapes suggère une continuité avec les systèmes morainiques n° 4,

5 et 6 localisés sur le toit du CSP. Ce cordon morainique est associé avec un système de sandur delta (en partie préservé sur T2 ; figure 80) associé à des chenaux de sortie sous-glaciaire (figure 124). D'un point de vue sédimentologique, les seuls enregistrements associés à la terrasse T2 sont dans les coupes Pc et Pd (figures 96, 97 et 119) ; ils sont représentés par des cyclic-steps sablo-argileuses relativement distales. Il n'existe pas d'autres archives sédimentaires associées à la terrasse T2 puisque la progradation du système de sandur s'est déroulée dans une partie du CSP qui n'a pas été incisée par les rivières (zone actuellement occupée par les tourbières, figure 119).

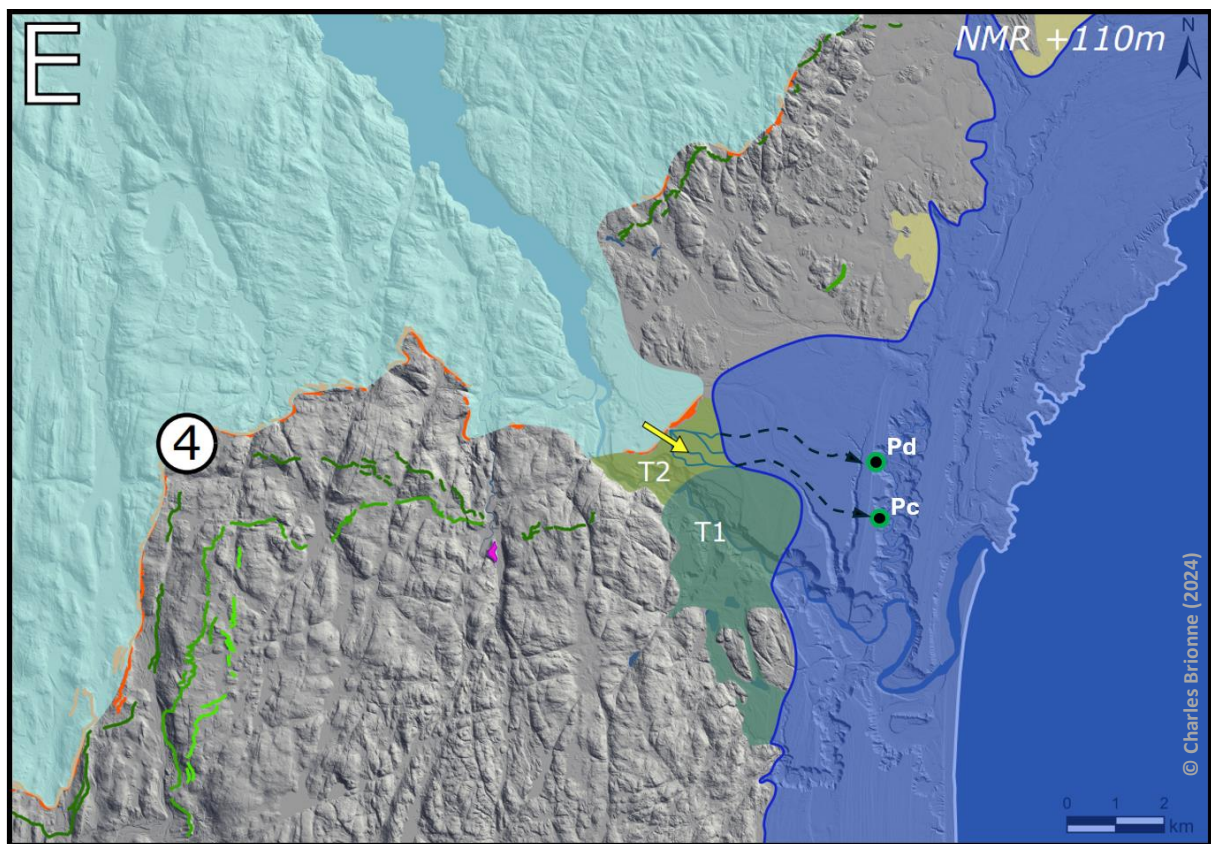


Figure 124 : Vers 9 400 ans cal. BP, retrait généralisé de la marge glaciaire et réavancée locale à l'aval du lac Pentecôte sur les sédiments précédemment déposés. Mise en place d'un sandur delta en sortie du système morainique. Les dépôts associés sont des cyclic-steps sablo-argileuse dans les coupes Pc et Pd (figure 119).

D'un point de vue géomorphologique, les deux autres étapes de retraits de la marge glaciaire (F et G) associée au sandur montrent une incision puis un encaissement progressif de la terrasse T2 dans la paléo-terrasse T1 (figures 125 et 126). La reconstruction des systèmes morainiques n° 5 et 6 montre la formation d'un lac de barrage glaciaire enregistré par la terrasse glaciolacustre perchée à 330m d'altitude (flèche et zone violettes, figure 125 et 126).

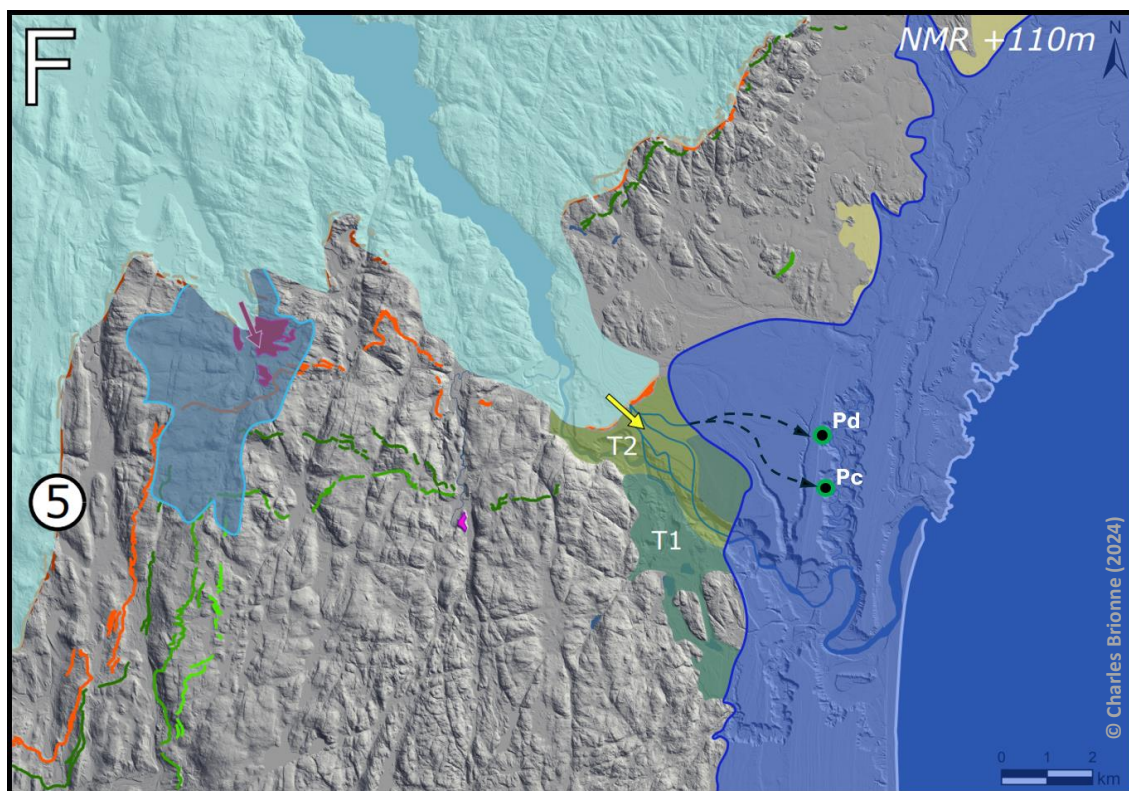


Figure 125 : Vers 9 400 ans cal. BP, retrait généralisé (moraine n° 5) et maintien localisé de la marge glaciaire au contact du sandur. Les dépôts associés sont des cyclic-steps sablo-argileuses dans les coupes Pc et Pd (figure 119). Mise en place d'un lac perché à 330 m par barrage de la marge glaciaire ; la terrasse glaciolacustre est indiquée en zone violette.

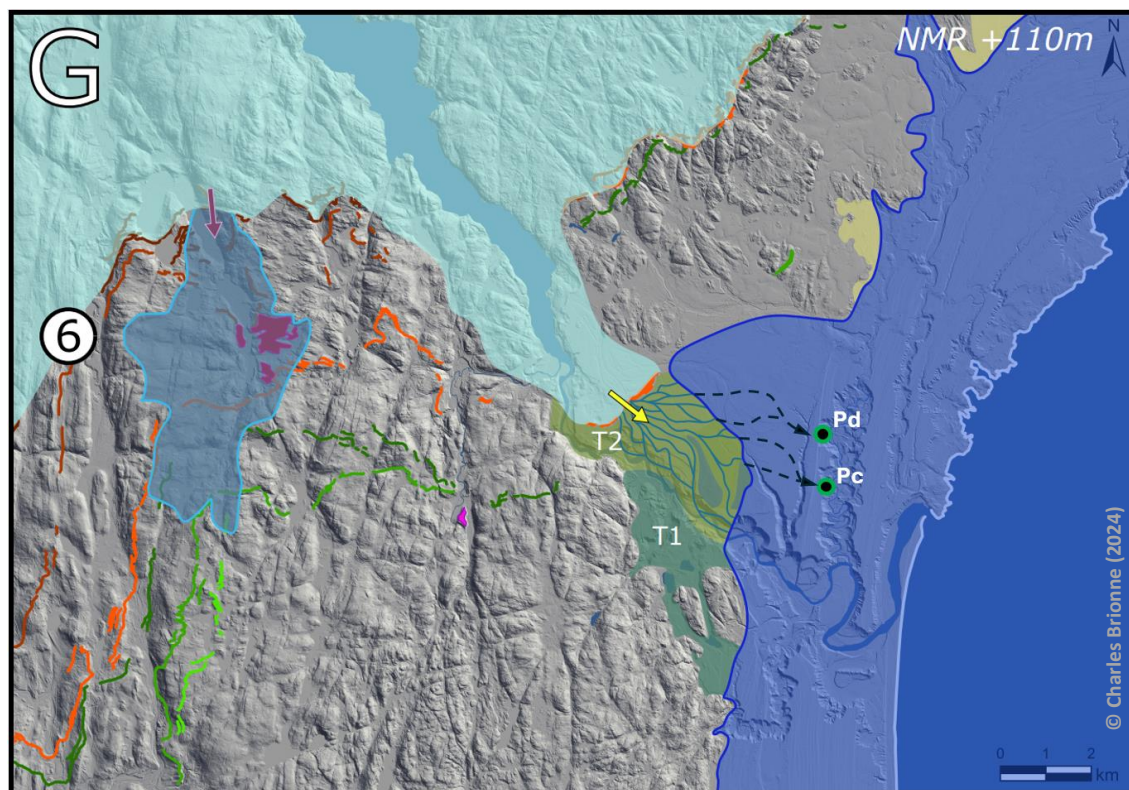


Figure 126 : Vers 9 400 ans cal. BP, léger retrait généralisé (moraine n° 6) et maintien localisé de la marge glaciaire au contact du sandur. Les dépôts associés sont des cyclic-steps sablo-argileuses dans les coupes Pc et Pd (figure 119). Fin de la construction de la terrasse glaciolacustre (zone violette) perchée à 330m associée au lac par barrage de la marge glaciaire.

La cartographie géomorphologique indique un septième système de retrait glaciaire (H) visible autant sur le haut-plateau que dans les basses terres. Un focus à proximité du système morainique n° 7 montre qu'il est associé au développement d'une nouvelle terrasse glaciofluviale T3 (figure 127). Le 'barrage' laissé par les systèmes morainiques 4, 5 et 6 (figures 124 à 126) et l'occupation spatiale du sandur T2 influence la dynamique de dépôt de T3 en forçant sa migration vers le nord-est. L'enregistrement sédimentaire associé est représenté par des dépôts de cyclic-steps plutôt grossières, en position sommitale des coupes Pb et Pc (figures 96, 97 et 119) ; et est également marqué par des cyclic-steps plutôt distales dans la coupe P1 (figures 96, 97 et 119). La position des cyclic-steps distales de Pd est discutable, elles peuvent être interprétés, par exemple, comme étant localisées au niveau de chenaux à cyclic-steps mineurs et donc moins sableux.

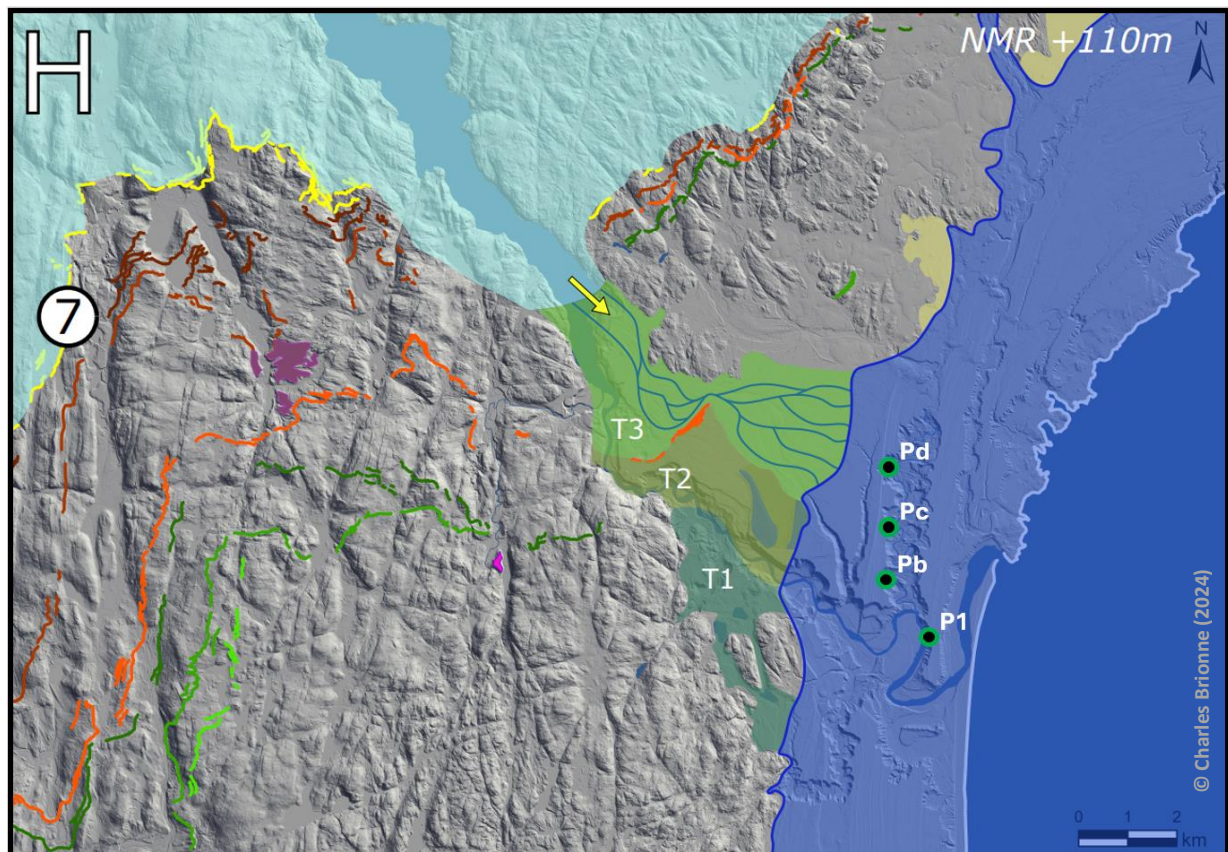


Figure 127 : Vers 9 300 ans cal. BP, retrait généralisé de la marge glaciaire (moraine 7) marqué par la mise en place de la terrasse T3, les dépôts associés sont représentés par des dépôts de cyclic-steps sableuses (Pb et Pc), et à dominance sablo-argileuse dans les coupes Pc et Pd (figure 119).

2.3 La dernière réavancée de la marge glaciaire (I)

La position du huitième système morainique marque un retrait généralisé de la marge glaciaire associé à une réavancée locale notable dans la zone aval du lac Pentecôte (I). La signature de cette réavancée locale signe l'abandon du système de terrasse T3 et la mise en place du système T4 s'encaissant dans T3 (figure 128) ; T4 montre une association avec un niveau marin relatif à environ + 105 m. Le chenal principal margino- glaciaire est d'ailleurs très bien marqué (figure 80). D'un point de vue sédimentologique, cette réavancée met en place les dépôts de cyclic-steps terminales de P1 (figures 96, 98, 99 et 119) ; deux datations radiocarbone sur coquilles fixent un âge de ces dépôts aux environs entre 9 434 +/- 35 ans et 9 127 +/- 40 ans cal. BP (cf. section 3.6 du chapitre 5 ; Dredge, 1976 ; Dietrich et al., 2017).

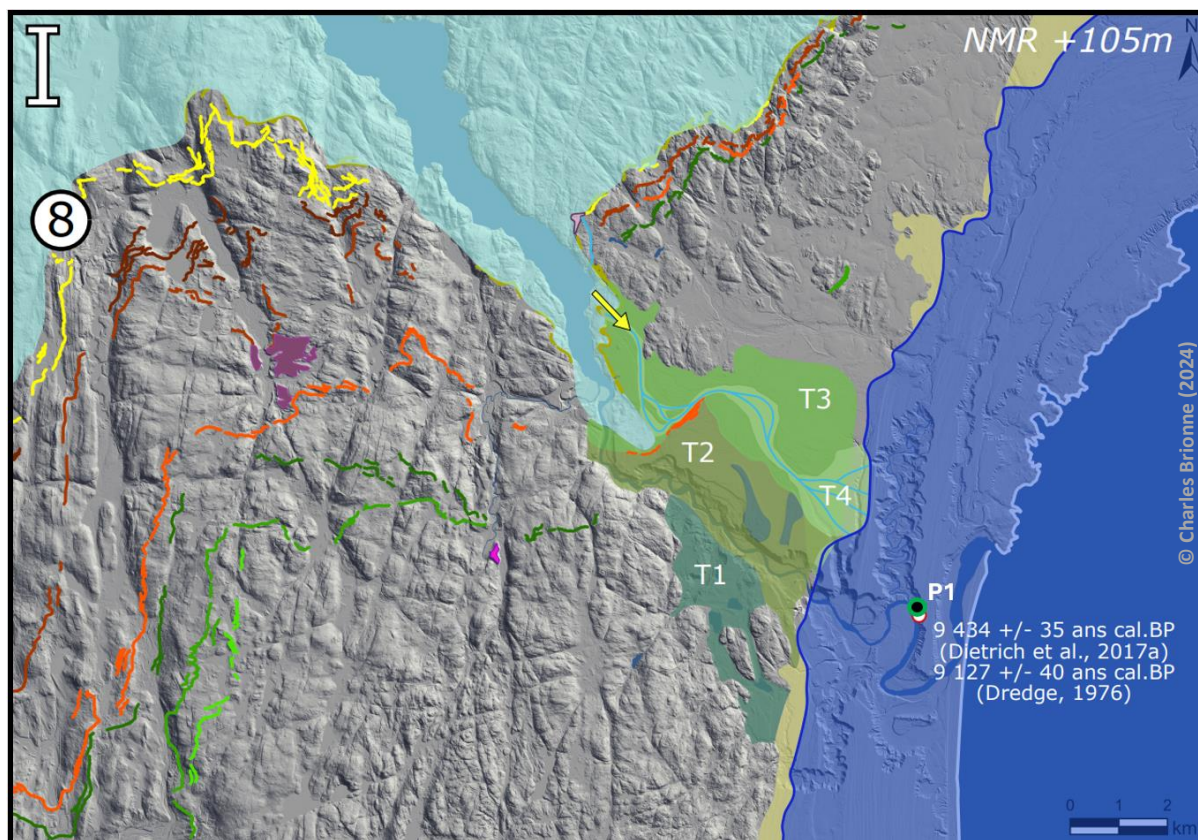


Figure 128 : Vers 9 200 ans cal. BP, retrait généralisé de la marge glaciaire hormis localement une dernière réavancée de la marge dans le CSP, associé à la mise en place de la terrasse T4 (fixant géomorphologiquement un niveau marin relatif à environ +105m). Cette étape caractérise également le dépôt de la terrasse à 140m (zone rose pâle) barrée en partie par la marge glaciaire.

Cette étape marque également la construction de la première terrasse à 140 m (zone rose pale, figure 128) avec un déversoir à 140 m et une reconstruction positionnant maintenant la rivière en sortie à l'endroit du déversoir (figure 128). Les indices

géomorphologiques (*kettles*, dépôts glaciotectonisés ; figure 84) laissés par la langue glaciaire de cette réavancée indiquent une fonte sur place du glacier et donc un abandon rapide par le glacier de cette langue glaciaire.

2.4 Les suites paraglaciaires (J à L)

La cartographie du 9^{ème} système morainique (J) montre un retrait de la marge glaciaire sur le haut-plateau, dans les basses terres, ainsi que dans le lac Pentecôte. Ce retrait conduit à un arrêt de l'accumulation proglaciaire dans le CSP. Les sédiments proglaciaires sont désormais piégés dans le lac qui agit comme le nouveau puits à sédiments (flèche jaune figure 129 ; cf. Poiré et al., 2018). On note également à cette étape la mise en place de la seconde terrasse à 140 m (zone rose ; figure 129). Le retrait progressif de la marge conduit à une avulsion de la rivière Pentecôte vers son actuel lit, auparavant bloqué par les sédiments des terrasses T3 et T4. Le premier indice enregistrant cette avulsion est la mise en place de la

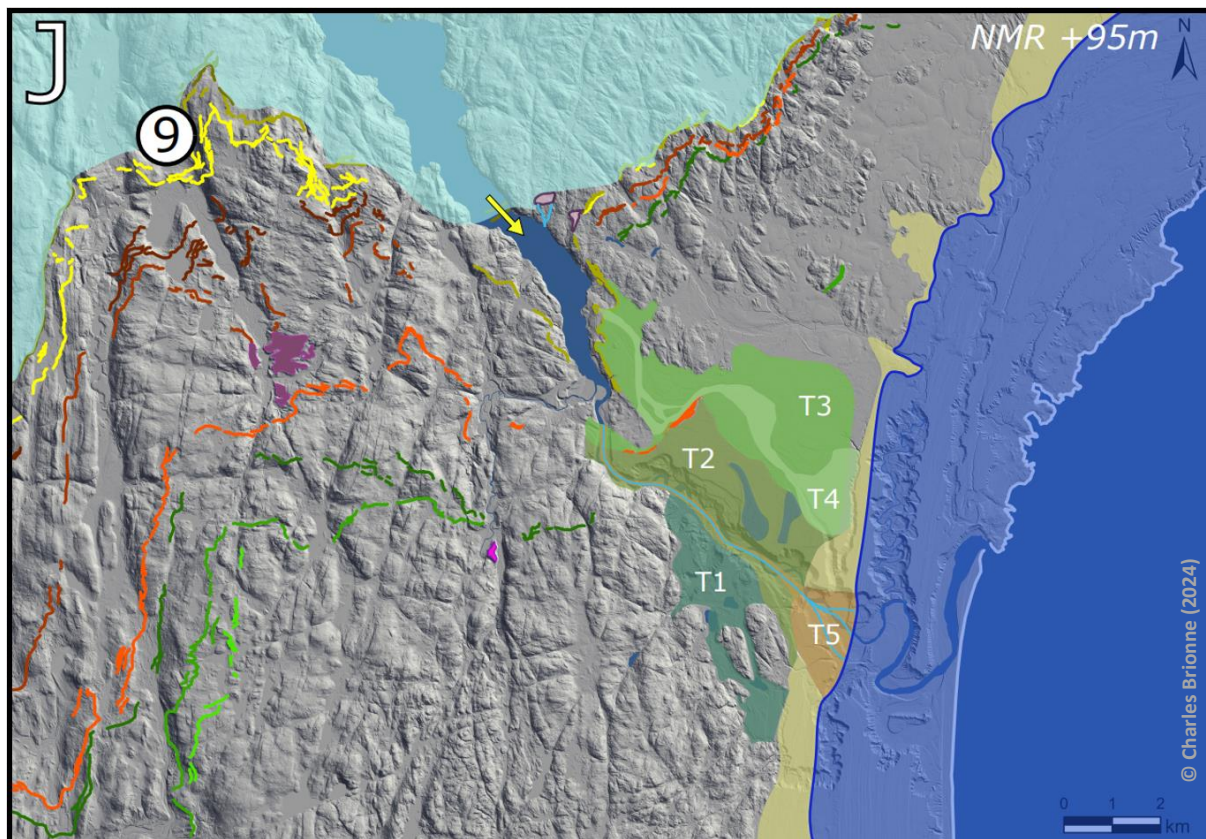


Figure 129 : Vers 9 000 ans cal. BP, l'interprétation du 9^{ème} système morainique signe l'abandon du CSP, l'avulsion de la rivière Pentecôte (terrasse T5, marron). Cette étape enregistre également la construction de la seconde terrasse perchée à 140 m (les deux déversoirs à 140 m sont indiqués par les deux rivières figurées en trait bleu sur la carte). L'alimentation des sédiments proglaciaires se fait désormais dans le lac Pentecôte (flèche jaune).

terrasse T5 (figure 129) se développant progressivement à mesure de la chute progressive du niveau marin relatif (figure 129) positionné environ au-dessus de l'actuel cours de la rivière Pentecôte. Cette étape marque également le début de la remobilisation des sables du CSP et plus précisément de sa bordure littorale par le système des plages soulevées. Ces dernières sont disposées comme une succession de niveaux de plages d'altimétries différentes qui suivent la chute relative mais progressive du niveau marin, reprenant approximativement le dernier lit frontal du CSP (figure 83 e).

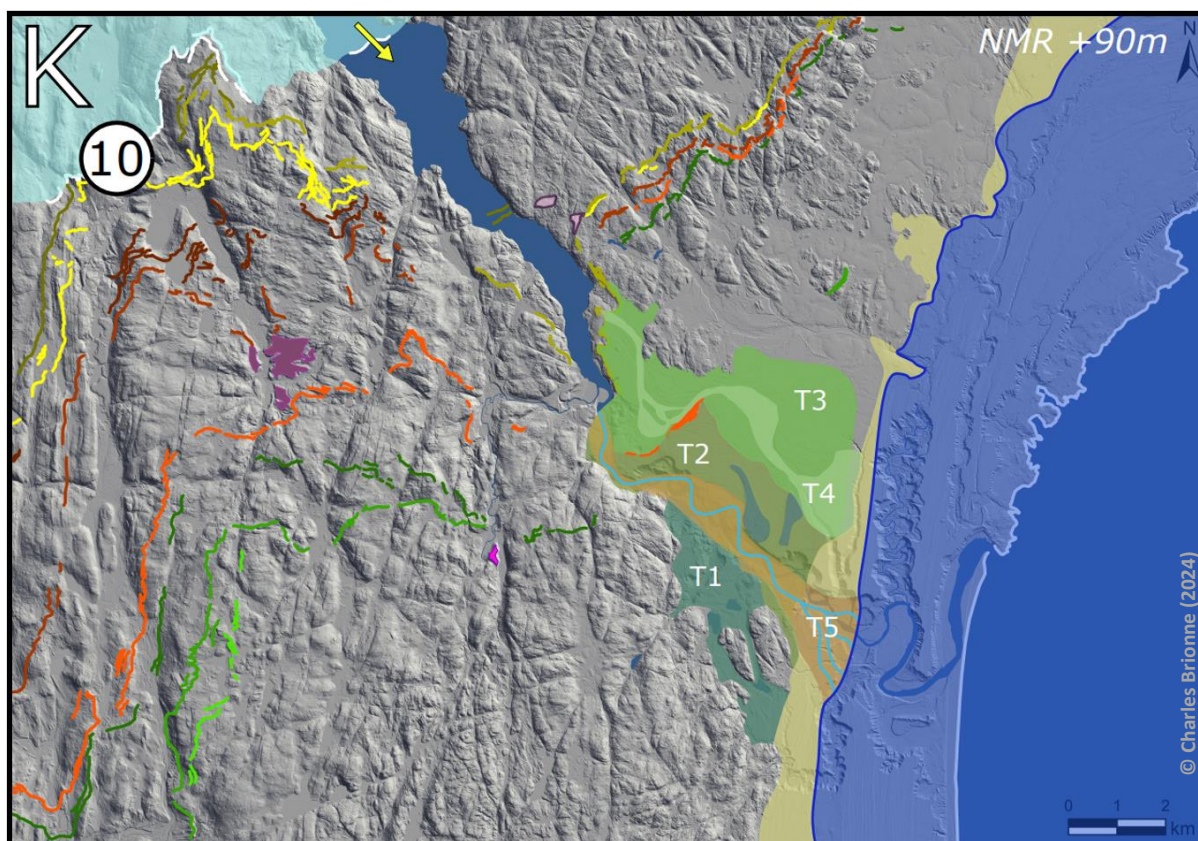


Figure 130 : Vers 8 800 ans cal. BP, stabilisation de la marge glaciaire à sa dixième position de retrait, la chute du NMR entraîne l'engraissement progressif de la rivière Pentecôte.

Le système morainique n°10 n'influence pas non plus le CSP (K). Il est difficile de fournir un âge précis à cette étape. En revanche, il est fortement probable qu'elle soit associée à la chute progressive du niveau marin relatif, certainement plus bas que pour l'étape précédente. Cette chute progressive du niveau marin relatif entraîne au fur et à mesure l'engraissement de la rivière Pentecôte (figure 130). Cette association entre la chute du niveau marin relatif et l'engraissement des rivières Pentecôte et Du Pont va se poursuivre pour atteindre le niveau marin actuel (cf. carte de synthèse du CSP, figure 131).

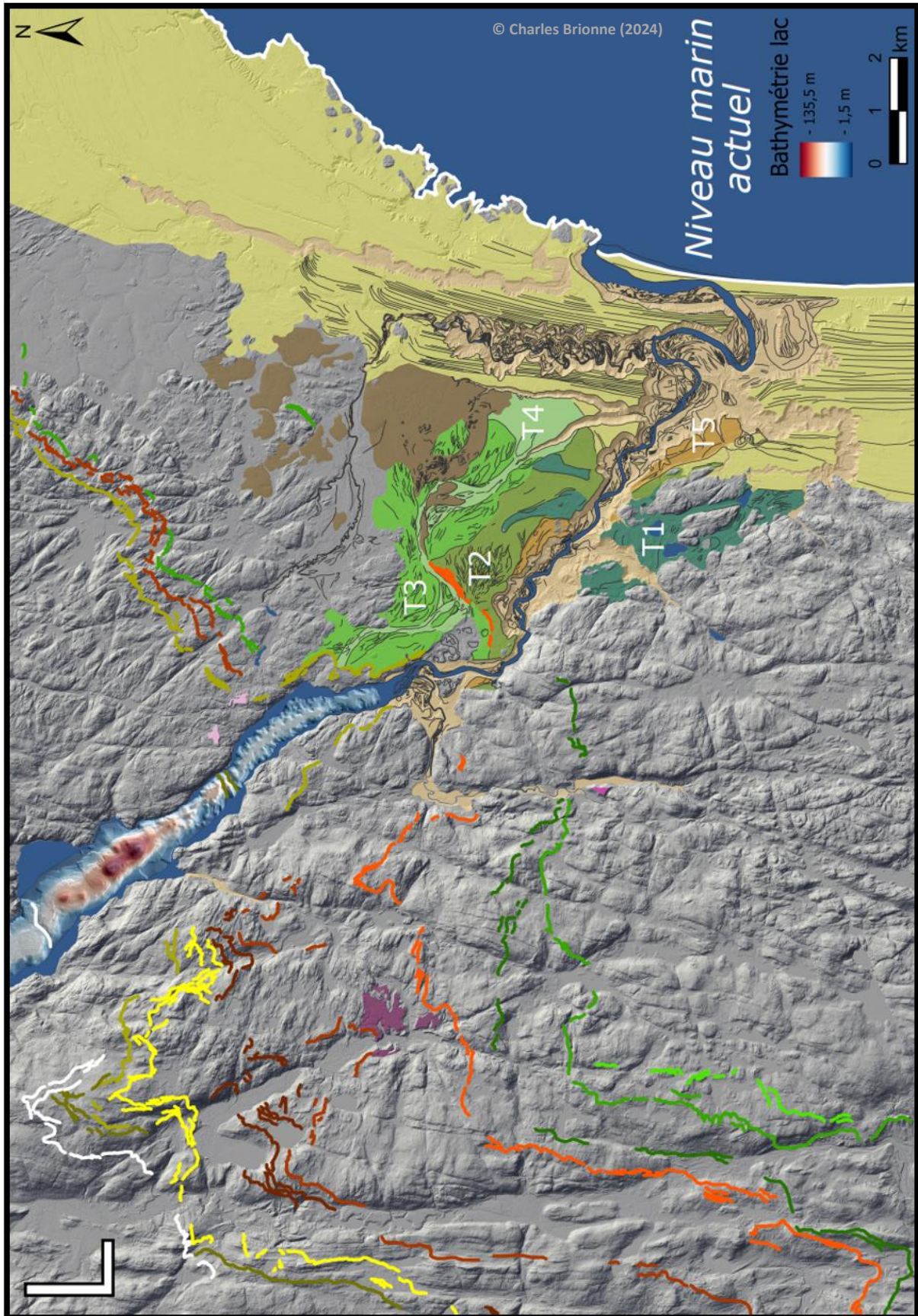


Figure 131 : Carte géomorphologique de synthèse représentant l'interprétation du CSP et les systèmes morainiques alentour.

3. Synthèse et discussion

Les stabilisations glaciaires peuvent avoir comme origine des fluctuations climatiques (Young et al., 2020, Couette et al., 2023b) et ainsi par prolongement une dynamique régionale influencée par le climat. Certains auteurs proposent qu'en contexte de rebond glacio-isostatique, la chute de niveau marin relatif au niveau des fronts glaciaires en cours de retrait peut contribuer à la stabilisation du front (p. ex. : Gomez et al., 2010). Cependant, le contexte physiographique local peut aussi interférer et produire des stabilisations. Le modèle de Sergienko & Wingham (2020) montre que la dynamique d'un inlandsis à front marin est très dépendante de la topographie de son substratum. Si le phénomène d'instabilité et de retrait rapide à catastrophique sur une pente adverse (c-à-d. descendant vers le glacier ; Pattyn, 2018), et, inversement, un ralentissement du retrait sur une pente prograde à l'échelle régionale (descendante vers l'aval) sont bien connus, les effets de topographies de second ordre sont aussi importants à considérer (figure 132 ; Sergienko & Wingham, 2020) : un escarpement sur une pente globalement adverse peut suffire à stabiliser localement un front

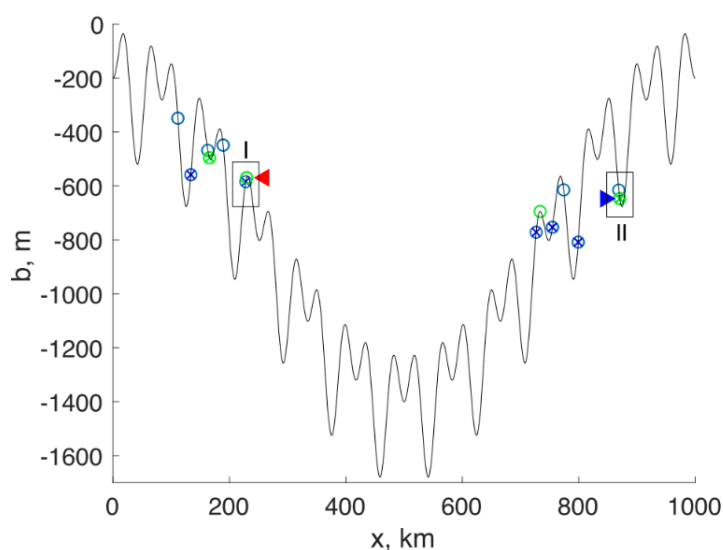


Figure 132 : Stabilité de l'emplacement des lignes de décollement des marges glaciaires sur une topographie ondulée. Les ronds verts représentent des conditions de stabilité et les ronds bleus des conditions d'instabilité (d'après Sergienko & Wingham, 2020).

glaciaire. Inversement, un surcreusement peut entraîner, sur une pente globalement prograde, une déstabilisation. L'organisation des écoulements glaciaires, en particulier l'importance du drainage latéral de glaciers tributaires, est une autre variable atténuant la généralité et le caractère systématique des instabilités intervenant pendant les périodes de déglaciation (Gudmunsson et al., 2012).

Dès lors que le retrait glaciaire s'écarte d'un modèle à front linéaire, les particularités physiographiques locales prennent de l'importance ; en particulier dans le cas d'une physiographie complexe incluant des ré-entrants (baie, fjord) dont les profondeurs, du même

ordre de grandeur que, voire supérieures aux épaisseurs de glace contrôleront en partie ou totalement l'orientation des flux glaciaires à la marge des inlandsis. Ainsi, Åkesson et al. (2018) modélisent l'effet d'un élargissement ou d'une embouchure de fjord, ou encore celui d'un seuil topographique sur les stabilisations et la localisation des fronts glaciaires associés (par exemple, en arrière d'un élargissement ou sur le seuil). Une illustration est donnée à ce modèle par plusieurs études de cas du Québec-Labrador, et plus particulièrement à l'île de Baffin. On observe de nombreuses stabilisations à l'embouchure du fjord du lac Grand, alors que celles-ci se résument latéralement à une seule moraine (Trottier et al., 2020). Les travaux de Brouard & Lajeunesse (2019), ainsi que ceux de Couette et al. (2023a), mettent en évidence des stabilisations localisées sur des rétrécissements de la largeur du fjord produisant des constriction latérales du flux et une ablation atténuée. Au Groenland, Robel et al. (2022) montrent aussi, mais à une échelle de temps plus courte (environ 1000 ans), le rôle des seuils sur les capacités de stabilisation, avant que n'intervienne un recul rapide qui est souvent suggéré être enclenché par un signal climatique tel qu'une hausse des températures (Joughin et al., 2008).

Enfin, cette rapide revue des conditions de stabilisation du front glaciaire concerne exclusivement des stabilisations intervenant dans une dynamique continue de retrait. Mais certaines de ces stabilisations correspondent en fait à un signal climatique forçant des réavancées glaciaires de petite envergure, intervenant dans une dynamique de retrait généralisé (Kelley et al., 2013). Cependant, il est assez compliqué de mettre en évidence l'ampleur du retrait antérieur, et de la réavancée suivante précédant une stabilisation de ce type (Johnson et al., 2022 ; Kjaer et al., 2022). En effet cette réavancée aura quasi systématiquement effacé les traces du retrait antérieur jusqu'à une position qui pourrait elle aussi avoir donné lieu à une stabilisation. De telles réavancées sont classiquement à l'origine de la complexité des séquences sédimentaires de déglaciation (Hambrey et al., 2003 ; Zecchin et al., 2015 ; Kurjanski et al., 2021).

Si l'on compare le calendrier des différentes stabilisations à proximité du complexe sédimentaire de Pentecôte avec les différentes phases climatiques ou événements majeurs froids, plusieurs événements encadrent temporellement notre période. Il s'agit de ceux de 12 900, 11 500, 10 400, 9 300 et 8 300 ans cal. BP (p. ex. : Barber et al., 1999 ; Alley &

Agustsdottir, 2005 ; Ullman, 2016 ; Couette et al., 2023b). Les deux stabilisations majeures datées dans le complexe sédimentaire de Pentecôte semblent pouvoir correspondre à deux de ces périodes froides, celles à 10 400 et à 9 300 ans cal. BP. D'un point de vue morphologique. On dénombre six stabilisations intermédiaires : cela indique l'influence d'autres facteurs ou de contrôles locaux, comme l'influence de la topographie évoquée précédemment.

4. Comparaison avec des systèmes analogues

L'histoire du CSP s'inscrit indéniablement dans une dynamique généralisée de retrait (Shaw et al., 2006 ; Ullman et al., 2016 ; Poiré et al., 2018 ; Occhietti et al., 2011, 2022). L'origine des stabilisations que l'on y observe, soit par le biais de la géomorphologie (tracés des moraines), soit par la morphostratigraphie et la présence même de ce prisme sédimentaire, est probablement le résultat d'interférences multiples entre le climat, l'évolution du niveau marin, un contexte de fjord incluant seuil et rétrécissement, (la localisation au premier ordre, cf. chapitre 3 – figure 45) sur un escarpement côtier. Par analogie avec les exemples donnés ci-dessus, on peut s'attendre à ce que le débouché du fjord (transition de l'actuel lac vers la vaste ouverture aujourd'hui occupée par le CSP) ait localisé un front de stabilisation en période de retrait. Cependant, l'identification de faciès de lits frontaux deltaïques au nord de ce même seuil (coupe P8, figures 97 et 119) montre qu'au moins un retrait en arrière du seuil a eu lieu, retrait suivi d'une réavancée ayant en partie remobilisé ces dépôts. Le même seuil pourrait donc avoir stabilisé le front une première fois, pendant le retrait, et une seconde fois, comme manifestation ultime d'une réavancée.

4.1 Comparaison avec deux autres complexes de la Côte-Nord

Le complexe sédimentaire de Pentecôte n'est pas le seul à traduire un enregistrement de retrait de la marge glaciaire au moment de sa transition marine à continentale. D'autres complexes analogues ont été étudiés et sont comparables au CSP, pour certains présents le long de la Côte-Nord. On retrouve dans chacun d'entre eux des caractéristiques assez similaires de signature d'une séquence de retrait de la marge glaciaire. Ces complexes

sédimentaires sont généralement constitués de trois systèmes de dépôt distincts empilés, qui sont : (1) les cônes d'épandages sous-marin et deltas subaquatiques, (2) les deltas glaciofluviaux, et (3) les suites côtières reprises par des environnements paraglaciers. Cet empilement correspond à une logique d'empilement stratigraphique dépendant toutefois de l'héritage structural (p. ex. : topographie, conditions de retrait de la marge). En effet, les systèmes marins de contact avec la marge glaciaire se mettent en place en premier, et ce, très activement en début de la déglaciation (Lonne, 1995 ; Lønne & Nemec, 2011 ; Dietrich et al., 2020). Ce système est suivi par la mise en place des deltas glaciofluviaux traduisant le retrait progressif de la marge glaciaire et la progradation du système sédimentaire. Auxquels succèdent ensuite les systèmes paraglaciers qui sont liés à la déconnexion des marges glaciaires et de leurs systèmes de dépôts associés (structures de plages surélevées, processus d'encaissement fluviaux). La Côte-Nord du Saint-Laurent est une zone occupée par de nombreux complexes sédimentaires, on en dénombre au total vingt cités ci-après du sud au nord : Escoumins, Longuerive, Portneuf, Sault-au-cochon, Betsiamites, Outardes, Manicouagan, Godbout, Pentecôte, Walker, Pasteur, Sainte-Marguerite, Sept-Îles, Manitou, Rivière-au-Tonnerre, Magpie, Saint-Jean, Romaine, Aguanish et Natashquan (p. ex. Normandeau et al., 2015 ; Dietrich et al., 2017 ; Poiré et al., 2018 ; Dietrich et al., 2020). Plusieurs d'entre eux ont été étudiés en détail ; c'est le cas par exemple des complexes sédimentaire de Portneuf et de Sept-Îles.

Le complexe sédimentaire de Portneuf correspond à un enregistrement de la transition proglaciaire à paraglacière. Ce système est principalement documenté par les travaux de Dietrich (2016, 2017b, 2019 ; figure 133a) sur la base de l'étude des morphostructures associées, d'architectures stratigraphiques et de datations carbone 14. Ces travaux montrent que la majeure partie du volume de sédiments est lié à des phases de très courte durée lors du retrait glaciaire (< 2000 ans), avec une majorité du volume mis en place en moins de 300 ans dans des environnements proglaciaires (Russell & Arnott, 2003 ; Dietrich et al., 2017b ; Dietrich et al., 2020). Le complexe sédimentaire de Portneuf a un volume estimé entre 10 et 15 km³, il se compose de deux sources : les rivières de Portneuf et du Saut-au-Cochon. Cette dernière se caractérise par une alimentation du complexe proglaciaire depuis une marge stabilisée. Sa séquence de dépôts passe du stade de cône d'épandage sous-marin à un delta proglaciaire mais sur un seul et unique événement de stabilisation de la marge. C'est cette

partie du complexe qui ressemble le plus à celui de Pentecôte. Dietrich (2017b) n’y a pas repéré de réavancée, celle-ci devant intervenir plus tard et contribuer au remplissage d’un lac ressemblant à celui de Pentecôte, mais de moindre volume.

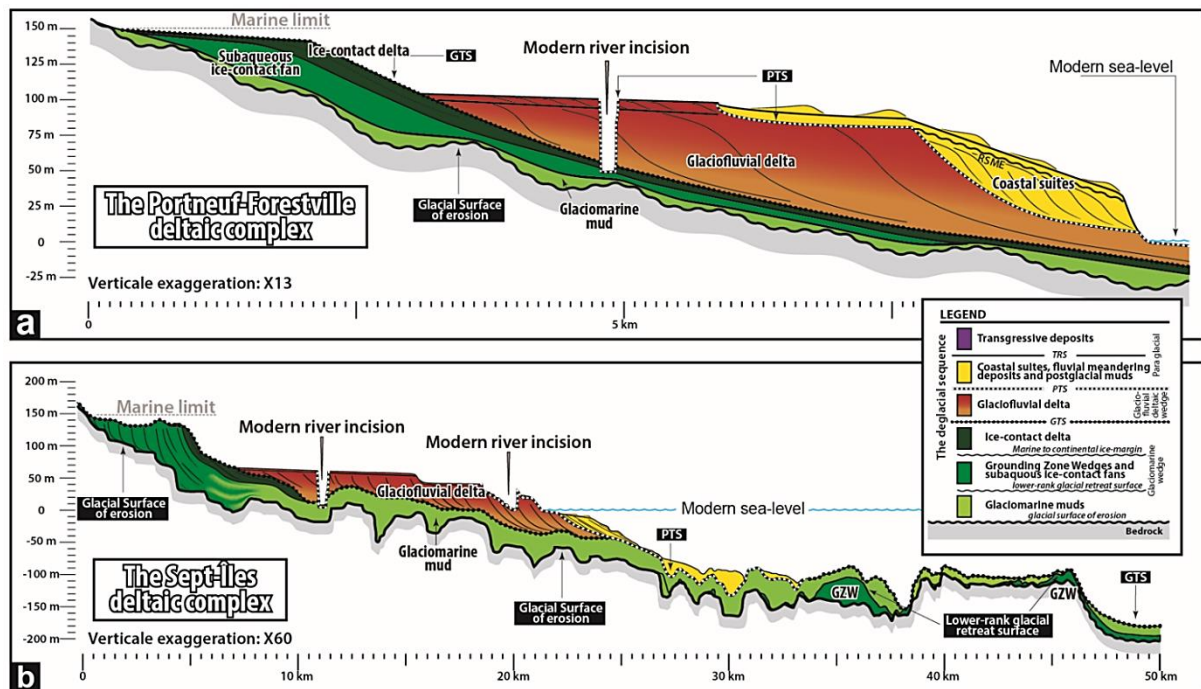


Figure 133 : Profils d’empilement des complexes sédimentaires sur la Côte-Nord du Saint-Laurent (a) Portneuf, (b) Sept-Îles selon les différentes étapes de dépôts (d’après Dietrich et al., 2019).

Le complexe deltaïque de Sept-Îles a fait l’objet de plus nombreux travaux (p. ex. : Lowdon & Blakes, 1975 ; Dredge, 1983 ; Higgins, 1991 ; Drapeau, 1992 ; Hein et al., 1992 ; Lajeunesse et al., 2007 ; Lajeunesse et al., 2013 ; Lajeunesse & St-Onge, 2013, Dietrich et al., 2017a, 2019, 2020), dont des études s’intéressant plus particulièrement aux dynamiques turbiditiques liées à la dérive littorale (Normandeau, 2011 ; Normandeau et al., 2013). Plus récemment, des travaux ont proposés une séquence de déglaciation déployée sur un large transect amont-aval de plus de 50 km de longueur (figure 133b ; Dietrich et al., 2017, 2019, 2020). Ce transect illustre une séquence de déglaciation continue entre 12 500 et 6 950 ans cal. BP dans un contexte de régression forcée du niveau marin, les trois grands systèmes de dépôts s’y succèdent, sédiments glaciogéniques, delta glaciofluvial et suites paraglaciaires (Dietrich et al., 2019). Contrairement à Pentecôte, il n’y a pas à Sept-Îles de forçage de la dynamique par un lac (Dietrich et al., 2019). On y retrouve bien néanmoins le signal de réavancée de la marge. Cette étude disposant d’un large spectre chronologique a notamment permis d’affiner l’histoire de déglaciation régionale à l’échelle du Québec oriental (Occhietti et al., 2022), mais aussi de fournir des données supplémentaires pour une meilleure

calibration des modèles empiriques (p. ex. : Margold et al., 2018 ; Leng et al., 2019 ; Dalton et al., 2020).

La transition marine à continentale s'opère à Portneuf et Sept-Îles lors de l'aggradation du cône d'épandage sous-glaciaire vers le delta proglaciaire (Dietrich et al., 2016, 2017b, 2019), ce qui est également le cas d'autres complexes (cf. section 3.2 de ce chapitre ; Lønne, 1995 ; Lønne & Nemec, 2011). Pour le CSP, cette transition semble avoir eu lieu dans le lac actuel, en arrière du seuil rocheux et elle n'est pas préservée. Elle peut être expliquée de deux manières différentes :

- soit (1) comme pour les autres complexes de la littérature, il y a eu aggradation du cône d'épandage sous-glaciaire, suivie d'une émergence de la source glaciaire et de la progradation du delta glaciaire,
- soit (2) il y avait une première ligne d'ancrage associée à un système de cône d'épandage sous-glaciaire dans la partie aval du lac (actuel), un système qui a ensuite été chevauché/glaciectonisé pour reformer une seconde ligne d'ancrage plus à l'aval, qui aura vite évolué en delta glaciaire (moraine associée au sandur T2, figure 124).

Cette transition a possiblement été facilitée par la chute du niveau marin entre les deux étapes de stabilisation. Contrairement aux autres complexes, le CSP n'a pas préservé de limite marine précise à l'axe du système. La différence avec les autres modèles est due à la présence du lac Pentecôte qui dans ce cas, capte tous les sédiments et empêche, dans la période fini-glaciaire, que l'unité proglaciaire soit totalement recouverte par les dépôts deltaïques.

Le modèle de déglaciation du CSP présenté par Poiré et al. (2018) s'est surtout focalisé sur les archives sédimentaires du lac Pentecôte. Il propose une séquence de mise en place du CSP entre 11 500 et 10 800 ans cal. BP, décrite comme un cône d'épandage sous-glaciaire associé à un ralentissement de la marge glaciaire lors de son retrait. L'apport des datations absolues, de la synthèse géomorphologique et sédimentologique permet de mettre à jour un système de dépôt plus complexe. Dietrich et al. (2017b) propose de classer le CSP tel une vallée barrée par un relief topographique (représenté par le seuil rocheux) et peu remplie d'un point de vue sédimentaire. Cependant, contrairement à ce modèle (et celui de Poiré et al., 2018), celui du CSP enregistre deux stabilisations dans un unique système restreint

spatialement (environ 10 km de long sur un profil amont-aval), alors que généralement pour les autres modèles comparables, elles sont espacées d'un nombre de kilomètres suffisant pour éviter la superposition. Même si ce nouveau modèle de déglaciation du CSP permet d'apporter de nouveaux éléments et affine la compréhension de la dynamique glaciaire à proximité du CSP, il n'en reste pas moins un modèle avec ses incertitudes. C'est le cas notamment de l'incertitude qui pèse sur la caractérisation de la limite marine, de la transition entre le système de cône d'épandage sous-glaciaire et le delta proglaciaire, ou encore les associations entre les terrasses fluvioglaciaires et les paléoniveaux marins, en partie tronqués par les systèmes de plages soulevées et les tourbières.

4.2 Autres exemples de complexes de retrait glaciaire

La reconstruction du retrait de la marge occidentale du dernier inlandsis britanico-irlandais (BIIS) a été faite par utilisation de données géophysiques marines, de carottes de sédiments, couplées aux méthodes de datation : radiocarbone, nucléides cosmogéniques et luminescence stimulée optiquement (p. ex. : Ó Cofaigh et al., 2021). L'étude des données bathymétriques du plancher marin a permis de mettre en évidence différents systèmes morainiques (p. ex. : Bradwell et al., 2008 ; Ottesen & Dowdeswell, 2009 ; Ó Cofaigh et al., 2012 ; Batchelor & Dowdeswell, 2015), la transition entre une plateforme de glace vers une marge échouée influencée par la marée sur les rives les moins profondes (Alley et al., 2007 ; Ó Cofaigh et al., 2021). Une accélération des taux de retrait a été identifiée au passage de la pente du milieu du plateau avant une grande stabilisation de la marge puis la reprise d'un retrait plus lent. Cette séquence est décrite en 3 phases interprétée comme le résultat d'une influence topographique de la dynamique glaciaire à ses marges (Ó Cofaigh et al., 2021). Elle est assez similaire à celle que l'on observe sur la séquence de Pentecôte avec (1) retrait important de la marge depuis le prisme de ligne d'ancrage jusqu'au complexe sédimentaire (2) une phase avec une importante stabilisation sur le complexe sédimentaire de Pentecôte ; puis (3) un retrait de la marge sur le plateau continental.

Le modèle de déglaciation lié à la moraine Mona, au sud de la Norvège à la fin du Dryas récent (Lønne et al., 2001 ; Lønne & Nemeč, 2011a, b) est en de nombreux points comparables au CSP. Il se caractérise comme le CSP par un système de réavancée-stabilisation sur un système de cône d'épandage sous-glaciaire précédemment construit. Cette stabilisation est en plus influencée par un contrôle topographique local lié à la présence d'un seuil rocheux (figure 134). On y retrouve comme pour le CSP, le même cortège de dépôts, à savoir, un

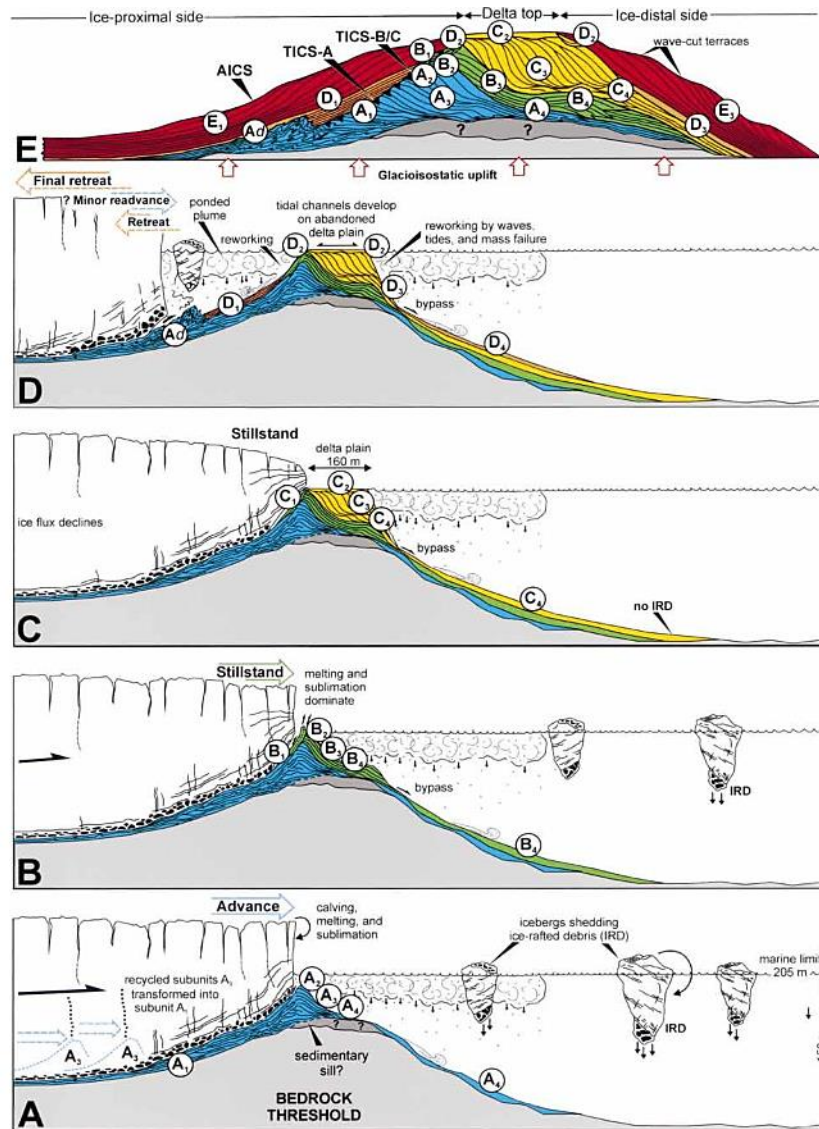


Figure 134 : Reconstruction de l'histoire du dépôt de la moraine de Mona, sud Norvège (d'après Lønne et al., 2001).

système d'outwash fan suivi de la mise d'un système deltaïque proglaciaire à la suite de l'émergence de l'empilement sédimentaire au niveau de la stabilisation. Il enregistre également une chute du NMR par le biais de terrasses coupées par les vagues. Enfin, les travaux de Kurjanski et al. (2021) montrent également une séquence de retrait ponctuée par des stabilisations associées à des systèmes proglaciaires progradant de type sandur delta. Même si ce sont des systèmes progradant dans un lac, les géomorphologies cartographiées par imagerie LiDAR (figure 135) rappellent particulièrement le système de sandur T2 des éléments de Pentecôte (figure 80).

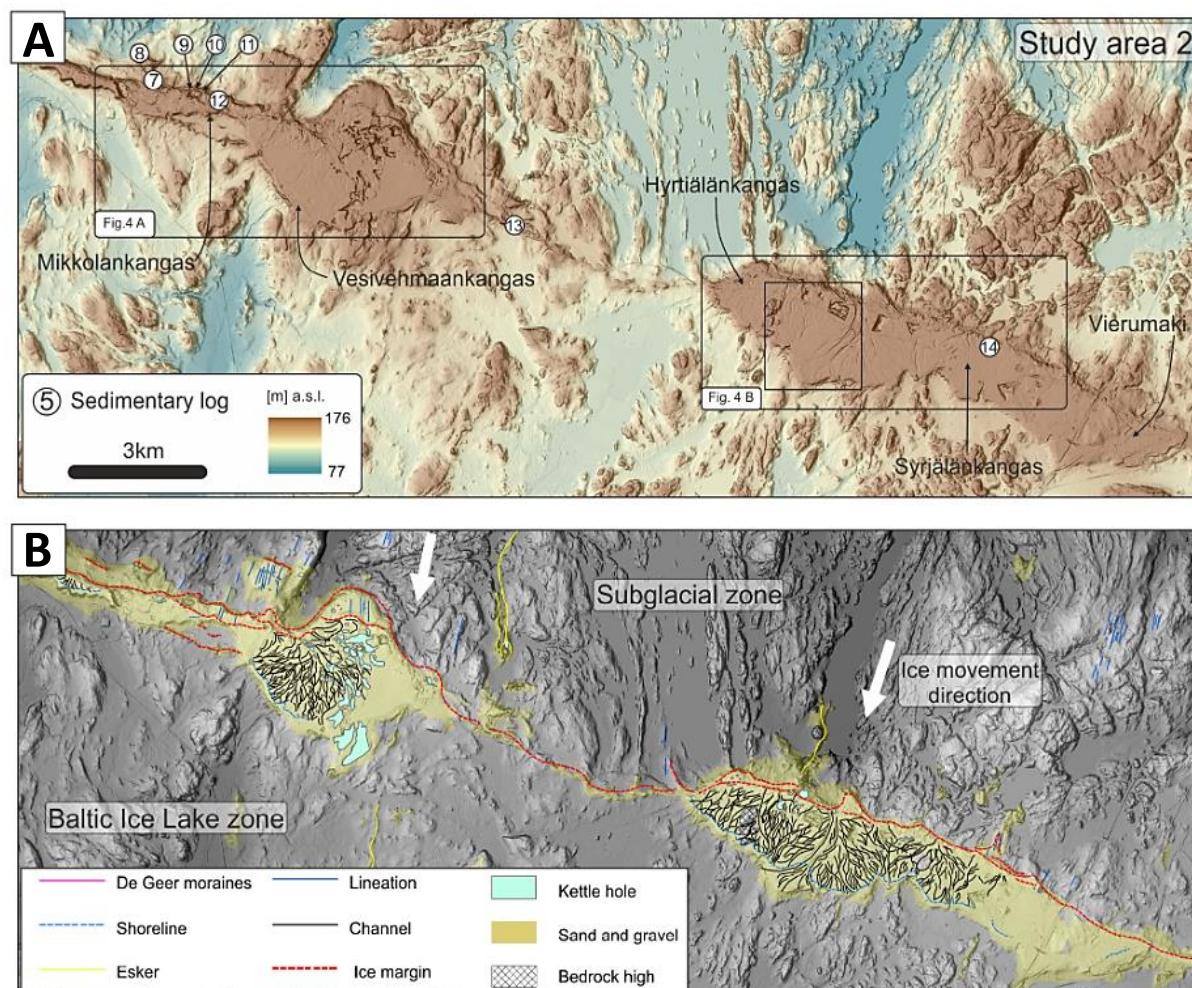


Figure 135 : Modèle numérique de terrain de la zone 2, montrant le développement de systèmes de sandurs avec leurs chenaux associés, localisés sur la paléomarge Salpausselkä II, sud Finlande (d'après Kurjanski et al., 2021).

4.3 Les spécificités du CSP

La comparaison du CSP avec quelques systèmes analogues permet de dégager plusieurs spécificités propres à notre étude. La cartographie LiDAR 'locale' des systèmes morainiques entourant le CSP montre que le système de la Moraine de la Côte-Nord passe d'un front morainique à Sept-Îles, à environ trois principaux à l'est de Pentecôte, et jusqu'à 10 fronts morainiques voire plus à l'ouest sur le plateau. Comme il ne s'agit pas d'une variation de signal climatique sur cette faible distance, ni d'une variation significative de niveau marin, cette modulation spatiale en éventail peut s'expliquer comme un enregistrement différencié d'une même évolution. A Sept-Îles, la dernière réavancée surimpose les précédents systèmes morainiques (l'étude morpho-stratigraphique montre cependant la préservation d'une

stabilisation antérieure ; Dietrich et al., 2019). Vers l'ouest, les dynamiques de réavancée sont de moins en moins marquées, préservant plus facilement l'histoire de retrait de la marge glaciaire. À l'est de Pentecôte, la triplète de moraine enregistre encore trois réavancées majeures. Plus à l'ouest, sur le plateau, on enregistre une réavancée importante au tout début de l'histoire (figures 88 et 121), puis huit phases de stabilisation successives dont certaines sont liées à des réavancées/retraits permettant la formation puis la vidange de lacs de barrage glaciaires. Les moraines de récession associées au système de moraine 11 (figure 88) indiquent qu'il n'y a plus de réavancée supérieure à celle d'un signal saisonnier, suggérant un retrait assez continu de la marge glaciaire. Le plateau se comporte donc comme un enregistreur d'une dynamique effacée latéralement. Une fois que le front glaciaire se retire progressivement sur le continent par amincissement de l'inlandsis à sa bordure, les réavancées donnent surtout lieu à une réorganisation du drainage vers le fjord (lac Pentecôte) avec faible remontée sur le plateau. Ceci permettra la préservation d'un enregistrement géomorphologie unique. Cette dynamique de retrait rappelle la multiplicité des moraines que l'on observe plus à l'ouest sur les moraines de Saint-Narcisse et de Mars-Batiscan (p. ex. : Simard et al., 2003 ; Occhietti, 2007 ; Occhietti et al., 2011).

Le CSP enregistre non seulement la transition d'un front glaciaire marin à un front glaciaire continental, mais aussi et à cause de l'héritage structural (c.-à-d., une vallée entaillant un escarpement côtier), la transition et la réorganisation d'un front linéaire d'un inlandsis ancré en mer vers une marge très influencée par la topographie. La présence du seuil au débouché du fjord, seuil assez haut (environ 80m), empêche la formation d'un fjord largement connecté avec le golfe du Saint-Laurent. Cette configuration topographique accélère le passage à un système de front continental. En effet, sans ce seuil, la transition n'aurait pas eu lieu au niveau du CSP mais bien à l'amont du lac à plus de 10 km au nord. La présence du lac qui découle de cette physiographie associée à la chute du niveau marin relatif en contexte de rebond va aussi permettre la préservation et la fossilisation du système proglaciaire (sandur et terrasses). Ce système est par ailleurs largement remanié à l'aval par l'évolution deltaïque liée à l'encaissement successif des terrasses et la reprise par la dynamique paraglaciale (remaniement par les dynamiques littorales).

Le CSP correspond à un volume de sédiments d'approximativement 4 km³ en 1500 ans (considérant une épaisseur moyenne de 80 m de sédiments sur une surface du CSP d'environ 50 km²). Cet ordre de grandeur est comparable à celui déposé dans l'intervalle de temps proglaciaire à Portneuf avec environ 11,5 km³ pour 2400 ans. Cela représente des taux de sédimentation moyen pour ces systèmes respectifs de 2 600 m³/an et 4 800 m³/an. Si l'ordre de grandeur entre ces deux systèmes est donc comparable, cette différence peut s'expliquer par la taille de leurs bassins versants respectifs étant donné que le complexe de Portneuf est alimenté par deux 'rivières'. Ce volume important déposé à Pentecôte est explicable non pas par une, mais deux stabilisations se localisant au même endroit, faisant 'artificiellement' se superposer deux systèmes de stabilisation. Il n'implique donc pas un taux de sédimentation particulièrement élevé localement mais plutôt une durée de fonctionnement allongée. Il faut aussi noter qu'une part importante du volume sédimentaire (environ 1,8 km³ sur les 4 km³ au total) estimable à environ 45% du volume total a été détournée du haut-plateau et capturée via le système latéral de Crique-Pagé. Les taux de retraits mesurés à 8 m/an incluent des retraits, des stabilisations et des avancées, ils ne reflètent donc pas la modulation des taux de retraits. En effet, il est tout à fait possible qu'il y'ait eu des retraits instantanés à 50 m/an, et quand même une moyenne à 8 m/an. En revanche, pour atteindre le Lac Manicouagan (au nord ; cf. figure 1) vers 8 200 ans cal. BP, la distance de retrait à parcourir est de 200 km à atteindre en environ 1200 ans, soit 166 m/an. Cela indique une augmentation significative du taux de retrait de la marge glaciaire ce qui s'accorde très bien avec l'absence de moraines intermédiaires.

Les spécificités du CSP et des secteurs alentour ont favorisé la préservation d'une séquence de moraines et sa préservation, sous la forme d'un enregistrement morphostratigraphique, d'une évolution polyphasée liée à deux phases principales d'avancée-retrait glaciaire. La présence du lac de fjord de Pentecôte, piégeant les sédiments à partir d'environ 10 500 ans cal. BP a également permis de fossiliser une vaste surface de sandur peu habituelle dans le contexte de la Côte-Nord dont les terrasses successives enregistrent, dès avant la mise en place des plages soulevées, les premières étapes du rebond glacio-isostatique de la Côte-Nord du Québec après déglaciation du secteur.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES

Ce projet de thèse avait pour objectif d'apporter une meilleure compréhension des dynamiques glaciaire et sédimentaire en contexte de déglaciation. Il a combiné une double approche géomorphologique et sédimentologique, en grande partie facilitée par l'utilisation de données LiDAR haute résolution, de données bathymétriques, d'imagerie drone, de photogrammétrie 3D, mais aussi de datations radiocarbone. Cette étude se focalise sur la transition marine à continentale de la marge glaciaire le long de la Côte-Nord du Saint-Laurent, représentant un court laps de temps par rapport à la séquence de déglaciation globale de l'Inlandsis Laurentidien au Québec oriental depuis le dernier maximum glaciaire il y a de cela 20 000 ans. Cette transition reste peu documentée dans la littérature en raison des archives éparses que laisse le glacier derrière lui lors de son retrait et de la complexité de l'enregistrement morphostratigraphique correspondant. Par ailleurs, cette transition est considérée comme un événement clé de toute séquence de déglaciation, son identification reste difficile lorsque l'on cherche à reconstruire les dynamiques de retrait lors des anciennes glaciations.

1. Les derniers moments de la marge orientale marine du LIS, la signature des mégacannelures de la Côte-Nord

La cartographie systématique de plus de 1 200 cannelures et mégacannelures le long de la Côte-Nord du Saint-Laurent couplée à des observations de terrain a permis d'établir un modèle de dynamique glaciaire corrélé à la phase de genèse de ces morphologies. Les cannelures de la Côte-Nord reflètent une dynamique glaciaire contrôlée par un schéma régional d'écoulement de la glace qui est fortement influencé localement par les spécificités du substratum rocheux, et plus particulièrement dans la zone située entre l'escarpement côtier liant le plateau intérieur (bouclier canadien) et la plate-forme marine. Les cannelures sont distribuées sur une bande spatialement étroite (< 500 m) de manière parallèle à un front de glace positionné plusieurs kilomètres en aval du glacier à des profondeurs d'eau comprises entre 150 et 200 mètres. La phase de formation des BGs est issue des interactions entre le flux glaciaire, le substratum rocheux et l'océan où des épaisseurs de glace relativement

importantes associées à des plateaux peu profonds favorisaient la formation de glaciers de marées (fronts glaciaires influencés par la marée) et l'existence d'une zone de transition de une à quelques dizaines de kilomètres de large en amont de la ligne d'ancrage. Cette étude montre que ce sont les mécanismes marginaux de la glace, c'est-à-dire les contraintes d'extension et d'accélération liées à la dynamique des fronts de glaciers de marée qui ont été responsables, d'une manière ou d'une autre, de la concentration de la friction et de l'abrasion basales sur les faces aval d'éléments topographiques favorables du substratum rocheux.

2. Les motifs d'empilement représentatifs de la transition marine à continentale de la marge glaciaire ; le cas du complexe sédimentaire de Pentecôte

Comme pour la plupart des corps sédimentaires disséminés le long de la Côte-Nord du Saint-Laurent, le complexe sédimentaire de Pentecôte (CSP) est constitué d'une superposition de trois environnements de dépôts : (1) un système de cône d'épandage sous-marin (*submarine outwash fan*), (2) surmonté d'un système deltaïque proglaciaire composé de plusieurs systèmes de terrasses fluvioglaciaires s'encaissant au fur et à mesure de la chute du NMR, et (3) suivi d'un système paraglaciaire constitué d'un système de plages soulevées et marqué par l'encaissement progressif dans le complexe des deux rivières. La cartographie des cordons morainiques montre une ouverture du système morainique vers le sud-ouest. Cette modulation spatiale particulière peut s'expliquer comme un enregistrement différencié d'une même évolution, avec notamment le rôle du haut-plateau qui facilite la préservation de la séquence de retrait de la marge glaciaire. La corrélation entre datations radiocarbones sur coquilles marines (10 575 +/- 25 ans et 9 127 +/- 40 ans cal. BP, soit une durée de formation du CSP en environ 1 450 ans) et les systèmes morainiques contemporains a permis de mettre en évidence que les moraines externes du haut-plateau englobaient deux phases climatiques froides distinctes (c.-à-d. les événements à 10 400 et 9 300 ans cal. BP ; Couette et al., 2023). Le haut-plateau se comporte donc comme l'enregistreur d'une dynamique de retrait qui a été effacée latéralement par la réavancée de la marge à 9 300 ans cal. BP. La continuité de la séquence de retrait y a donc été mieux préservée grâce à l'héritage structural. Par ailleurs, la caractérisation de faciès à rythmites glacioidales a permis de définir des taux de sédimentation

instantanés de l'ordre de 2,4 m/an et de 3,6 m/an. Toutefois, ces taux de sédimentations instantanés ne peuvent être appliqués à l'ensemble de l'épaisseur du CSP, soit tout au long de la période de construction du CSP. En effet, en considérant une épaisseur moyenne du CSP d'environ 90 mètres, seulement une trentaine d'années aurait été nécessaire, soit bien loin des 1450 ans requis. Ces indicateurs de taux de sédimentations représentent donc des valeurs plus importantes que la moyenne et suggèrent la présence de hiatus tels que des érosions localisées. La reconstruction de mise en place du CSP permet de montrer que la physiographie du substratum rocheux (haut plateau et seuil rocheux situé à l'aval du lac) a permis une stabilisation du front à proximité du CSP cumulant les effets de deux événements climatiques, ceux de 10 400 et de 9 300 ans cal. BP (Couette et al., 2023).

Zone		CSP		Haut-plateau	
Type d'indice		Géomorphologie	Stratigraphie	Géomorphologie	Stratigraphie
Fréquences	Déglaçiation régionale	Plaines fluvioglaciaires et plages soulevées	Séquence de progradation d'env. 100 m d'épaisseur	Prismes de ligne d'ancrage, moraines, terrasses lacustres	Progradations glaciolacustres
	Les événements climatiques majeurs 10 400 et 9 300 ans cal. BP	Dernière réavancée de la marge glaciaire sur le CSP	Dépôts distaux de la coupe Pe et Cyclic-steps terminales de la coupe P1	Les moraines numéro 1 et 8	Datations radiocarbone sur coquilles (10 575 +/- 25 ans et 9 127 +/- 40 ans cal. BP)
	Les cyclicités inférieures (ca. 100 ans)	Carrière de conglomérats de Crique-Pagé	Apport latéral, signal avancées retrait : coupe P3	L'éventail des 11 moraines du haut-plateau	/
	Les variations saisonnières	/	Séquences de laminites se terminant par un niveau argileux (saison hivernale)	Moraines de récession	/
	Les variations journalières (marées, jour/nuit)	/	Cyclic-steps, laminites glaciotidales	/	Varves dans les faciès lacustres

Tableau 6 : Récapitulatif des indices géomorphologiques et stratigraphiques laissés par le retrait du glacier au niveau du CSP ou sur le haut-plateau selon des fréquences croissantes.

Le CSP, en tant que prisme sédimentaire, associé au système morainique adjacent du haut-plateau constituent ensemble un enregistrement exceptionnel de la transition marine à

continentale de la marge glaciaire (tableau 6). Ce tableau de synthèse montre une imbrication des différentes fréquences climatiques et fréquences de dépôts dans les indices géomorphologiques et stratigraphiques du CSP et du haut-plateau. On y retrouve toutefois les variations saisonnières (hiver/été) essentiellement dans l'agencement des moraines de récessions. Les variations journalières (signal tidal et alternance jour/nuit) ont été mis en avant avec les laminites glacioidales dans les coupes P1 et P3. Elles suggèrent une modulation de l'enregistrement dictées par ces deux signaux (figure 113). Plus largement, l'étude combinée des indices géomorphologiques et morphostratigraphiques a permis de démontrer que le CSP se positionne comme un enregistreur de la transition marine à continentale superposant deux grands épisodes de stabilisation et que le haut plateau a facilité/préservé l'enregistrement du retrait de la marge glaciaire montrant un ralentissement de sa dynamique de retrait.

3. La dynamique glaciaire de retrait du LIS oriental : signature de l'héritage structural et/ou de signaux climatiques ?

La séquence de déglaciation de la marge orientale du LIS démarre au talus continental il y a 20 000 ans (figure 12) avec l'ouverture progressive en eaux libres du Chenal Laurentien (figures 14, 16 et 136). Cette ouverture est ponctuée par une stabilisation de la marge au niveau de la Moraine Laurentienne environ 250 km à l'amont du talus continental (Piper & McDonald, 2001 ; Todd, 2016 ; Leng et al., 2018 ; figure 136). Ce n'est que vers 15 000 ans cal. BP que le Chenal Laurentien, et de manière générale, l'ensemble du golfe du Saint-Laurent jusqu'à l'embouchure du Saguenay sont libres de glace (Govare, 1995 ; Occhietti et al., 2001, 2011 ; Brouard et al., 2016). Cette dislocation de l'inlandsis a permis une réorientation des lignes d'écoulement de la glace d'une manière plus au moins perpendiculaire au trait de côte actuel, car elles n'étaient plus redirigées par l'écoulement du fleuve de glace laurentien (Brouard et al., 2016 ; Occhietti et al., 2011, 2022). Le retrait de la marge glaciaire se poursuit alors jusqu'à atteindre l'actuelle Côte-Nord du Saint-Laurent. L'influence de la physiographie de la plateforme côtière est notable à cette période avec la présence des reliefs de cuesta au nord, des prismes de lignes d'ancrages ou encore du rebord de la plateforme du Saint-Laurent.

Ces particularités topo-bathymétriques ont favorisées la stabilisation linéaire d'une marge ancrée en mer (figure 136) ; cette stabilisation est d'autant plus marquée qu'elle semble associée aux évènements froids de 12 900 ou 11 500 ans cal. BP (Couette et al., 2023). La cartographie 'régionale' des systèmes morainiques suggère que le premier évènement de stabilisation à proximité du CSP peut être associé au relief de cuesta et au(x) prisme(s) de ligne d'ancrage profond(s). Le second est associé au prisme de ligne d'ancrage peu profond, à proximité du trait de côte actuel (Lajeunesse et al., 2019). Le modèle de formation des mégacannelures de long de la Côte-Nord indique une phase de retrait rapide associé à une accélération du retrait de la marge. Cette accélération se produit lorsque la marge glaciaire va 'perdre pied' depuis la plateforme côtière et amorcer une mise en flottaison et un retrait progressif par amincissement de la marge glaciaire (figure 136, encadré orange). Cet épisode de retrait va s'arrêter en amont du CSP associé à la mise en place des premiers dépôts glaciomarins. Cette stabilisation (moraine 1, encart de la figure 136) est la conséquence d'une double composante (climatique et héritage structural). Dans le secteur de Pentecôte ensuite, la reconstruction indique que c'est l'héritage structural qui a dominé sur la dynamique de retrait glaciaire, notamment en limitant le retrait de la marge permettant la préservation à cet endroit les signaux climatiques de 10 400 et 9 300 ans cal. BP (figure 136, cadre violet). Dans le contexte régional de déglaciation, la succession sédimentaire du CSP et ses moraines associées apparaissent comme un enregistreur fidèle du passage d'un front marin à continental mimant précisément deux évènements climatiques, avec lesquels a interféré un ensemble de signaux à plus haute fréquence (marées, variabilité saisonnière, compensations auto cycliques, réavancées glaciaires mineures...) ayant eux aussi laissé leurs empreintes dans la morphostratigraphie régionale (tableau 6).

Plusieurs tendances de retrait peuvent être identifiées à l'échelle de la séquence de déglaciation : (1) une tendance régionale suivant l'évolution climatique globale (cycles de Milankovitch ; ligne en tireté bleu foncé, figure 136) ; (2) une tendance de fréquence intermédiaire composée d'évènements froids ou évènements climatiques abrupts (p. ex. : sur des périodes d'environ 1 000 ans ou moins : Bölling-Alleröd ou du Dryas Récent) ou bien d'évènements froids de durée plus courte comme par exemple l'évènement Préboreal, ou encore ceux à 10 400, 9 300 et 8 200 ans cal. BP (ligne tiretée bleu clair, figure 136 ; p. ex. : Wanner et al., 2015) et (3) une tendance haute fréquence composée d'une cyclicité d'une

centaine d'année indiquée par une succession de plusieurs avancées-retraits, bien mise en évidence sur le haut plateau et dans le CSP (ligne verte, encart de la figure 136). Ces évènements climatiques froids combinés à la position du front glaciaire au niveau du relief associé à la Côte-Nord (bande grise du profil A figure 136) a engendré un ralentissement significatif dans la dynamique de retrait de la marge orientale du LIS, entraînant l'enregistrement par le CSP de la transition marine à continentale lors de la séquence de retrait du front du LIS.

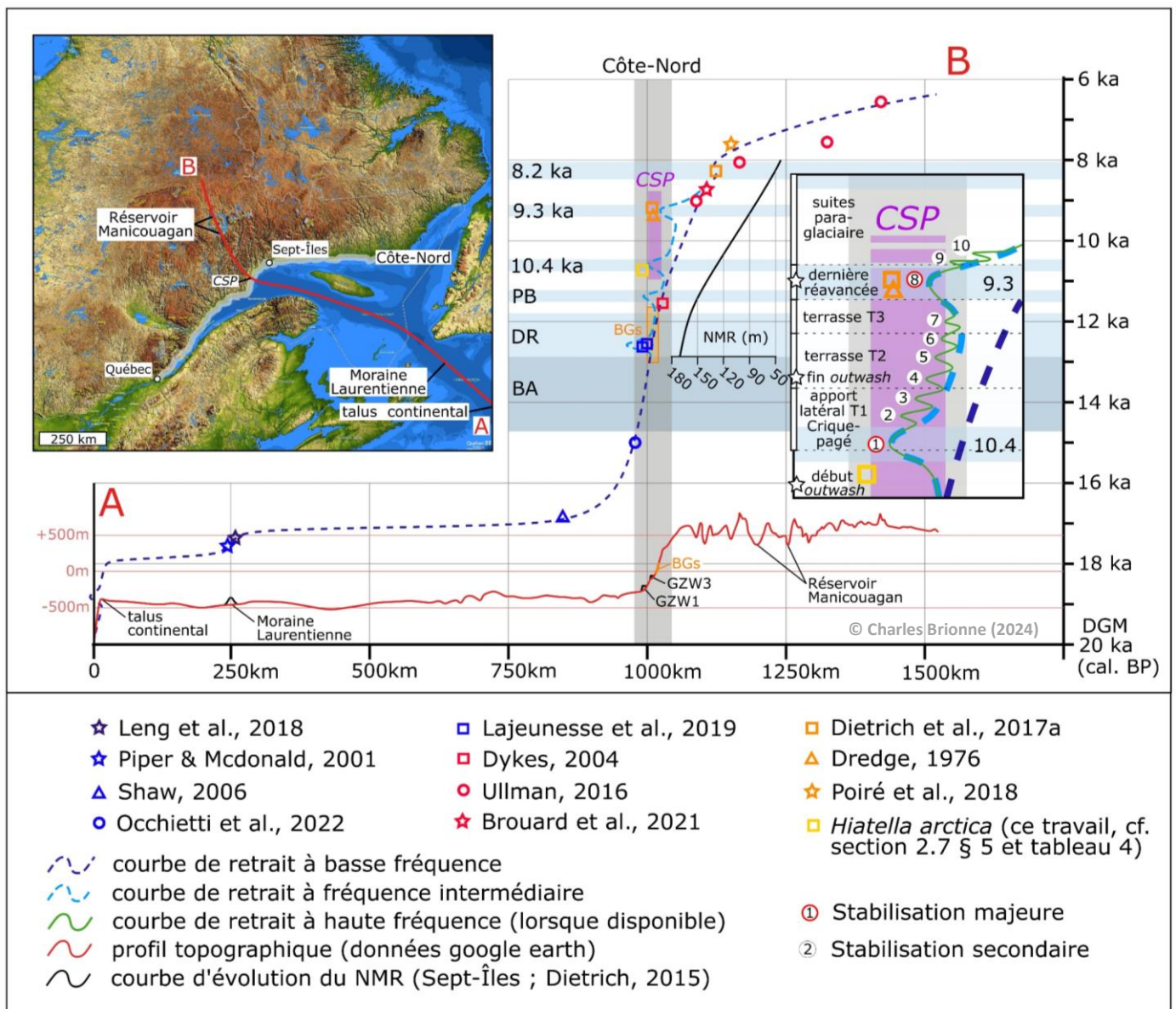


Figure 136 : Représentation du profil régional de retrait de la marge du LIS au Québec oriental, avec une courbe de retrait basse fréquence (ligne pointillée bleu foncé), de fréquence intermédiaire (ligne pointillée bleu clair) et de haute fréquence (ligne verte dans l'encart). Le profil topographique actuel associé est représenté en ligne rouge. Une courbe de variation du NMR (ligne noire) pour Sept-Îles entre 13 000 ans cal. BP et 8 000 ans cal. BP, cette courbe NMR est reprise des travaux de Dietrich (2015). Mc : Manicouagan, CN : Côte-Nord, CSP : complexe sédimentaire de Pentecôte, ML : moraine laurentienne, PC : plateforme continentale, PB : Préboreal, DR : Dryas Récent, BA : Bölling-Alleröd, BGs : Bedrock grooves (mégaannelures), et GZW : grounding zone wedge (prisme de ligne d'ancrage).

4. Perspectives et travaux futurs

Cette étude offre un regard nouveau sur la compréhension de la dynamique juxtaglaciaire de l'Inlandsis Laurentidien dans la province de Québec au passage de la transition marine à continentale. Elle permet de préciser le calendrier régional de déglaciation à l'échelle de la Côte-Nord par la caractérisation des mégacannelures et apporte une histoire de déglaciation calée dans une évolution paléoclimatique régionale. Elle montre en outre la variabilité dans l'enregistrement du signal de retrait (basse, intermédiaire et haute fréquences, cf. figure 136).

Pour l'étude liée aux mégacannelures, il pourrait maintenant être pertinent de mettre en place une analyse empirique approfondie de ces morphologies (comme pour les travaux de Newton, 2018 ; Newton et al., 2023) afin de mettre en avant certaines tendances, particularités. Il faut noter que leurs longueurs sont fortement influencées par la longueur disponible des morphologies proéminentes du plancher sous-glaciaire. De plus, une meilleure représentation des paléodirections d'écoulements ainsi que les relations espace-temps avec les formes en P à proximité des mégacannelures aurait pu renforcer l'insertion du modèle de formation dans la séquence de déglaciation générale. L'interprétation du modèle de formation des mégacannelures de la Côte-Nord apporte un élément de compréhension supplémentaire concernant les paléo-dynamiques glaciaires au moment de la transition et montre une certaine homogénéité dans la mise en place de cette dynamique le long de la Côte-Nord, une homogénéité sur plus de 500 km qui ne semble pas avoir été identifiée dans d'autre contexte. Cette étude nous montre en outre, l'importance de la zone de transition margino-glaciaire et ses implications sur la dynamique glaciaire où la flottaison limitant le frottement basal transmet en amont une accélération du flux glaciaire. Une amélioration des connaissances des physiographies héritées du plancher pourrait permettre de mieux prédire les phases d'accélération du glacier, ainsi que les volumes de glace sortants. Cela permettrait *in fine*, d'améliorer, par exemple, les modèles de hausse du niveau marin global liés au réchauffement climatique afin de valider la modèle qualitatif proposé. L'étude des mégacannelures au sens large est donc une thématique de recherche qui pourrait s'appliquer ailleurs qu'au Québec, comme au Groenland ou en Antarctique. Sait-on localiser ses morphologies dans les zones actives des marges glaciaires actuelles ? Par le biais de quelles

mesures ? L'étude de la sismicité à la base du glacier causée par la friction engendrée par l'écoulement sur le substratum rocheux (*'Icequakes'*) pourrait être une de ces solutions (Barcheck et al., 2020). Cette méthode a par exemple permis de détecter la réponse de morphologies sous-glaciaires telles que des linéations glaciaires ; elle met en évidence que l'évolution de la géomorphologie sous-glaciaire peut avoir un impact sur la réorganisation du matériel sismogénique. L'instrumentation récente du glacier de l'Astrolabe en Terre Adélie, permettra peut-être de localiser avec précision ces « séismes » localisant les zones de frottement et d'extension dans la glace. Si ces résultats s'avèrent concluants, ils pourraient permettre de vérifier notre modèle de formation des mégacannelures, et plus précisément leurs distributions en partie amont de la zone de transition (sensu Leguy et al., 2014). L'étroite association entre les mégacannelures et les formes en P pourrait être considérées comme de nouvelles pistes de travail dans la reconstruction des paléo dynamiques glaciaires. En effet, de telles organisations de formes de l'érosion sous-glaciaire sont localement parfaitement préservées sur les surfaces glaciaires anciennes telles celles du Carbonifère (p. ex. : Fedorchuk et al., 2023).

L'étude du CSP aurait pu être renforcée par l'approfondissement de l'interprétation des faciès sédimentologiques en apportant notamment plus de valeurs de directions d'écoulements ainsi que d'autres taux de sédimentation afin d'améliorer la reconstruction de l'histoire de remplissage du CSP. Il faut chercher à mieux comprendre la connexion entre le CSP et le Lac Pentecôte où des incertitudes subsistent, comme la jonction entre les apports latéraux et ceux provenant de l'axe du lac Pentecôte. C'est aussi le cas du lien entre les 8 moraines du haut-plateau et l'enregistrement stratigraphique dans les sédiments glaciolacustres des terrasses perchées puis dans le CSP. L'interprétation de la limite marine du CSP est encore sujette à débat et montre qu'il y a un problème sur la caractérisation de la limite marine dans les systèmes de type CSP. Les problématiques liées à la compréhension de la transition marine à continentale sont d'autant plus d'actualité en raison des problématiques modernes causées par le réchauffement climatique. A l'échelle régionale de la Côte-Nord, les travaux futurs vont pouvoir s'appuyer sur la généralisation des datations cosmogéniques pour affiner le calendrier régional de déglaciation (cf. Couette et al., 2024, en préparation). Bien qu'elle exclue les moraines sous-marines, cette méthode fournissant des âges d'exposition permettrait toutefois d'améliorer le calendrier des moraines continentales et ainsi de

proposer un raccordement des moraines cartographiées lors de cette étude avec ceux de la Côte-Nord. Comment se raccordent les 11 systèmes morainiques au sud ? Se rassemblent-ils pour exprimer les deux évènements climatiques majeurs à 10 400 et 9300 ans cal. BP ? Des incertitudes subsistent quant aux modèles de déglaciation prédictifs des inlandsis groenlandais et antarctique, notamment tributaire de la connaissance de la topographie du plancher sous-jacent (Beckmann et al., 2019). Il sera intéressant de comparer le CSP avec des complexes analogues, au Groenland par exemple pour le stade 'marine-marine' (cf. projet STABIL-ICE ; en cours), ou bien avec des équivalents islandais en ce qui concerne le stade 'marge continentale'. L'étude du CSP doit servir à l'identification de reliques de retrait dans les enregistrements glaciaires anciens, par exemple pour la déglaciation Ordovicienne (Girard et al., 2012, 2015) ou Carbonifère (p. ex. : Dietrich et al., 2021). Améliorer la compréhension des anciennes séquences de déglaciation pourrait permettre de contribuer aux recherches sur l'évolution des inlandsis modernes et leurs conséquences sur nos sociétés.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Adams, J., & Basham, P. (1991). *The seismicity and seismotectonics of eastern Canada*.
- Åkesson, H., Nisancioglu, K. H., & Nick, F. M. (2018). Impact of Fjord Geometry on Grounding Line Stability. *Frontiers in Earth Science*, 6, 71. <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00071>
- Allen, P. A. (1997). Isostasy. *Jordytans processer*, 36.
- Allen, P. A. (2009). *Earth surface processes*. John Wiley & Sons.
- Alley, R. B., & Ágústsdóttir, A. M. (2005). The 8k event : Cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews*, 24(10-11), 1123-1149.
- Alley, R. B., Anandakrishnan, S., Dupont, T. K., Parizek, B. R., & Pollard, D. (2007). Effect of Sedimentation on Ice-Sheet Grounding-Line Stability. *Science*, 315(5820), 1838-1841. <https://doi.org/10.1126/science.1138396>
- Alley, R. B., Blankenship, D. D., Bentley, C. R., & Rooney, S. T. (1987). Till beneath ice stream B : 3. Till deformation: evidence and implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B9), 8921-8929.
- Alley, R. B., Blankenship, D. D., Rooney, S. T., & Bentley, C. R. (1989). Sedimentation beneath ice shelves—The view from ice stream B. *Marine Geology*, 85(2-4), 101-120.
- Alley, R. B., Cuffey, K. M., & Zoet, L. K. (2019). Glacial erosion : Status and outlook. *Annals of Glaciology*, 60(80), 1-13. <https://doi.org/10.1017/aog.2019.38>
- Alley, R. B., Mayewski, P. A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K. C., & Clark, P. U. (1997). Holocene climatic instability : A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, 25(6), 483-486.
- Ambrose, J. W. (1964). Exhumed paleoplains of the Precambrian shield of North America. *American Journal of Science*, 262(7), 817-857.
- Amos, C. L., & Zaitlin, B. A. (1984). The effect of changes in tidal range on a sublittoral macrotidal sequence, Bay of Fundy, Canada. *Geo-Marine Letters*, 4, 161-169.
- Amundson, J. M., & Carroll, D. (2018). Effect of Topography on Subglacial Discharge and Submarine Melting During Tidewater Glacier Retreat. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 123(1), 66-79. <https://doi.org/10.1002/2017JF004376>
- Anderson, J. B. (1999). *Antarctic marine geology*. Cambridge University Press.
- Anundsen, K. (1990). Evidence of ice movement over southwest Norway indicating an ice dome over the coastal district of west Norway. *Quaternary Science Reviews*, 9(1), 99-116.
- Archer, A. W. (2013). World's highest tides : Hypertidal coastal systems in North America, South America and Europe. *Sedimentary Geology*, 284, 1-25.
- Armitage, D. A., Piper, D. J., Mcgee, D. T., & Morris, W. R. (2010). Turbidite deposition on the glacially influenced, canyon-dominated Southwest Grand Banks Slope, Canada. *Sedimentology*, 57(6), 1387-1408.
- Ashley, G. M. (2002). Glaciolacustrine environments. In *Modern and past glacial environments* (p. 335-359). Elsevier.
- Atkinson, B. K. (1984). Subcritical crack growth in geological materials. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B6), 4077-4114. <https://doi.org/10.1029/JB089iB06p04077>
- Ayranci, K., Lintern, D. G., Hill, P. R., & Dashtgard, S. E. (2012). Tide-supported gravity flows on the upper delta front, Fraser River delta, Canada. *Marine Geology*, 326, 166-170.
- Baas, J. H., Best, J., & Peakall, J. (2021). Rapid gravity flow transformation revealed in a single climbing ripple. *Geology*, 49(5), 493-497.
- Bailey, L. P., Clare, M. A., Pope, E. L., Haigh, I. D., Cartigny, M. J., Talling, P. J., Lintern, D. G., Hage, S., & Heijnen, M. (2023). Predicting turbidity current activity offshore from meltwater-fed river deltas. *Earth and Planetary Science Letters*, 604, 117977.
- Bamber, J. L., Vaughan, D. G., & Joughin, I. (2000). Widespread Complex Flow in the Interior of the Antarctic Ice Sheet. *Science*, 287(5456), 1248-1250. <https://doi.org/10.1126/science.287.5456.1248>
- Barber, D. C., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A. E., Andrews, J. T., Kerwin, M. W., Bilodeau, G., McNeely, R., Southon, J., & Morehead, M. D. (1999). Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*, 400(6742), 344-348.
- Barcheck, C. G., Schwartz, S. Y., & Tulaczyk, S. (2020). Icequake streaks linked to potential mega-scale glacial lineations beneath an Antarctic ice stream. *Geology*, 48(2), 99-102.
- Bart, P. J., & Tulaczyk, S. (2020). A significant acceleration of ice volume discharge preceded a major retreat of a West Antarctic paleo-ice stream. *Geology*, 48(4), 313-317. <https://doi.org/10.1130/G46916.1>
- Barton, M., O'Byrne, C., Pirmez, C., Prather, B., Van der Vlugt, F., Alpak, F. O., & Sylvester, Z. (2010). *Turbidite channel architecture : Recognizing and quantifying the distribution of channel-base drapes using core and dipmeter data*.
- Bassis, J. N., Petersen, S. V., & Mac Cathles, L. (2017). Heinrich events triggered by ocean

- forcing and modulated by isostatic adjustment. *Nature*, 542(7641), 332-334.
- Batchelor, C. L., & Dowdeswell, J. A. (2014). The physiography of High Arctic cross-shelf troughs. *Quaternary Science Reviews*, 92, 68-96.
- Batchelor, C. L., & Dowdeswell, J. A. (2015). Ice-sheet grounding-zone wedges (GZWs) on high-latitude continental margins. *Marine Geology*, 363, 65-92.
- Batchelor, C. L., Dowdeswell, J. A., & Ottesen, D. (2018). Submarine glacial landforms. *Submarine geomorphology*, 207-234.
- Batchelor, C. L., Dowdeswell, J. A., Rignot, E., & Millan, R. (2019). Submarine Moraines in Southeast Greenland Fjords Reveal Contrasting Outlet-Glacier Behavior since the Last Glacial Maximum. *Geophysical Research Letters*, 46(6), 3279-3286. <https://doi.org/10.1029/2019GL082556>
- Beckmann, J., Perrette, M., Beyer, S., Calov, R., Willeit, M., & Ganopolski, A. (2019). Modeling the response of Greenland outlet glaciers to global warming using a coupled flow line-plume model. *The Cryosphere*, 13(9), 2281-2301.
- Beedle, M. J., Menounos, B., Luckman, B. H., & Wheate, R. (2009). Annual push moraines as climate proxy. *Geophysical Research Letters*, 36(20), 2009GL039533. <https://doi.org/10.1029/2009GL039533>
- Bell, R. (1867). *Geology of Manitoulin Island : In Report on Progress, Geological Survey of Canada 1863-6*. Ottawa.
- Bellefleur, G., Duchesne, M. J., Hunter, J., Long, B. F., & Lavoie, D. (2006). Comparison of single- and multichannel high-resolution seismic data for shallow stratigraphy mapping in St. Lawrence River estuary, Quebec. *Geol. Surv. Can. D*, 2, 1-10.
- Bellwald, B., Planke, S., Becker, L. W. M., & Myklebust, R. (2020). Meltwater sediment transport as the dominating process in mid-latitude trough mouth fan formation. *Nature Communications*, 11(1), Article 1. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-18337-4>
- Ben Dor, Y., Neugebauer, I., Enzel, Y., Schwab, M. J., Tjallingii, R., Erel, Y., & Brauer, A. (2019). Varves of the Dead Sea sedimentary record. *Quaternary Science Reviews*, 215, 173-184. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.04.011>
- Benn, D. I., & Evans, D. J. A. (2010). *Glaciers & glaciation* (2nd ed). Hodder education.
- Bennett, M. R. (2001). The morphology, structural evolution and significance of push moraines. *Earth-Science Reviews*, 53(3-4), 197-236.
- Bennett, M. R. (2003). Ice streams as the arteries of an ice sheet : Their mechanics, stability and significance. *Earth-Science Reviews*, 61(3-4), 309-339.
- Bennett, M. R., Huddart, D., & Thomas, G. S. (2002). Facies architecture within a regional glaciolacustrine basin : Copper River, Alaska. *Quaternary Science Reviews*, 21(20-22), 2237-2279.
- Blum, M., Martin, J., Milliken, K., & Garvin, M. (2013). Paleovalley systems : Insights from Quaternary analogs and experiments. *Earth-Science Reviews*, 116, 128-169. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.09.003>
- Bolduc, A., Bernatchez, P., & Côté, R. (s. d.). *Excursion à bord du NGCC F.G. Creed*.
- Boulton, G. S. (1979). Processes of glacier erosion on different substrata. *Journal of glaciology*, 23(89), 15-38.
- Boulton, G. S. (1990). Sedimentary and sea level changes during glacial cycles and their control on glaciomarine facies architecture. *Geological Society, London, Special Publications*, 53(1), 15-52.
- Boulton, G. S., Dent, D. L., & Morris, E. M. (1974). Subglacial Shearing and Crushing, and the Role of Water Pressures in Tills from South-East Iceland. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 56(3-4), 135-145. <https://doi.org/10.1080/04353676.1974.11879895>
- Boulton, G. S., & Jones, A. S. (1979). Stability of temperate ice caps and ice sheets resting on beds of deformable sediment. *Journal of Glaciology*, 24(90), 29-43.
- Bradwell, T. (2004). Annual Moraines and Summer Temperatures at Lambatungnajökull, Iceland. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 36(4), 502-508. [https://doi.org/10.1657/1523-0430\(2004\)036\[0502:AMASTA\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1657/1523-0430(2004)036[0502:AMASTA]2.0.CO;2)
- Bradwell, T. (2005). Bedrock megagrooves in Assynt, NW Scotland. *Geomorphology*, 65(3-4), 195-204. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.09.002>
- Bradwell, T., Sigurdsson, O., & Everest, J. (2013). Recent, very rapid retreat of a temperate glacier in SE Iceland. *Boreas*, 42(4), 959-973. <https://doi.org/10.1111/bor.12014>
- Bradwell, T., & Stoker, M. (2014). Asymmetric ice-sheet retreat pattern around northern Scotland revealed by marine geophysical surveys. *Earth and Environmental Science*

- Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 105(4), 297-322.
- Bradwell, T., Stoker, M., & Krabbendam, M. (2008). Megagrooves and streamlined bedrock in NW Scotland : The role of ice streams in landscape evolution. *Geomorphology*, 97(1-2), 135-156. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.02.040>
- Briner, J. P., Cuzzone, J. K., Badgley, J. A., Young, N. E., Steig, E. J., Morlighem, M., Schlegel, N.-J., Hakim, G. J., Schaefer, J. M., Johnson, J. V., Lesnek, A. J., Thomas, E. K., Allan, E., Bennike, O., Cluett, A. A., Csatho, B., de Vernal, A., Downs, J., Larour, E., & Nowicki, S. (2020). Rate of mass loss from the Greenland Ice Sheet will exceed Holocene values this century. *Nature*, 586(7827), 70-74. <https://doi.org/10.1038/s41586-020-2742-6>
- Briner, J. P., Miller, G. H., Davis, P. T., & Finkel, R. C. (2006). Cosmogenic radionuclides from fiord landscapes support differential erosion by overriding ice sheets. *Geological Society of America Bulletin*, 118(3-4), 406-420.
- Brinkerhoff, D., Truffer, M., & Aschwanden, A. (2017). Sediment transport drives tidewater glacier periodicity. *Nature Communications*, 8(1), 90.
- Brisebois, D., & Brun, J. (1994). La plate-forme du Saint-Laurent et les Appalaches. *Géologie du Québec*, 1, 95-120.
- Brisebois et Clark. (2003). *GEOLOGIE ET RESSOURCES MINÉRALES DE LA PARTIE EST DE LA PROVINCE DE GRENVILLE*.
- Brodeur, D., & Allard, M. (1985). Stratigraphie et Quaternaire de l'île aux Coudres, estuaire moyen du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 39(2), 183-197.
- Brouard, É. (2023). *Carte glaciaire du Québec et synthèses régionales*.
- Brouard, E., & Lajeunesse, P. (2019a). Glacial to postglacial submarine landform assemblages in fiords of northeastern Baffin Island. *Geomorphology*, 330, 40-56.
- Brouard, E., & Lajeunesse, P. (2019b). Glacial to postglacial submarine landform assemblages in fiords of northeastern Baffin Island. *Geomorphology*, 330, 40-56. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.01.007>
- Brouard, E., & Lajeunesse, P. (2019c). Ice-stream flow switching by up-ice propagation of instabilities along glacial marginal troughs. *The Cryosphere*, 13(3), 981-996.
- Brouard, E., & Lajeunesse, P. (2019d). Submarine geomorphology of the northeastern Baffin Island fiords and cross-shelf troughs. *Journal of Maps*, 15(2), 662-676.
- Brouard, E., Lajeunesse, P., Cousineau, P. A., Govare, É., & Locat, J. (2016). Late Wisconsinan deglaciation and proglacial lakes development in the Charlevoix region, southeastern Québec, Canada. *Boreas*, 45(4), 754-772.
- Brown, D., Ryan, P. D., Zagorevski, A., & van Staal, C. R. (2011). The record of Ordovician arc-arc and arc-continent collisions in the Canadian Appalachians during the closure of Iapetus. *Arc-continent collision*, 341-371.
- Carlson, A. E., & Clark, P. U. (2012). Ice sheet sources of sea level rise and freshwater discharge during the last deglaciation. *Reviews of Geophysics*, 50(4).
- Carlson, A. E., LeGrande, A. N., Oppo, D. W., Came, R. E., Schmidt, G. A., Anslow, F. S., Licciardi, J. M., & Obbink, E. A. (2008). Rapid early Holocene deglaciation of the Laurentide ice sheet. *Nature Geoscience*, 1(9), 620-624.
- Carlson, A. E., & Winsor, K. (2012). Northern Hemisphere ice-sheet responses to past climate warming. *Nature Geoscience*, 5(9), 607-613.
- Carney, F. (1910). Glacial erosion on Kelleys Island, Ohio. *Geol. Soc. America Bull*, 46, 241-283.
- Carol, H. (1947). The formation of roches moutonnées. *Journal of Glaciology*, 1(2), 57-59.
- Casse, M., Montero-Serrano, J.-C., & St-Onge, G. (2017). Influence of the Laurentide Ice Sheet and relative sea-level changes on sediment dynamics in the Estuary and Gulf of St. Lawrence since the last deglaciation. *Boreas*, 46(3), 541-561.
- Chalaron, É., & Malo, M. (1998). Inversion de marge dans l'avant-pays appalachien du Québec. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 326(3), 181-186.
- Chamberlin, T. C. (1888). *The rock-scourings of the great ice invasions*. US Government Printing Office.
- Choi, K. (2011). Tidal rhythmites in a mixed-energy, macrotidal estuarine channel, Gomso Bay, west coast of Korea. *Marine Geology*, 280(1-4), 105-115.
- Chorley, R. J., Schumm, S. A., & Sugden, D. E. (1984). *Geomorphology*. Routledge.
- Clark, C. D., Knight, J. K., & Gray, J. T. (2000). Geomorphological reconstruction of the Labrador Sector of the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*.
- Clark, C. D., Tulaczyk, S. M., Stokes, C. R., & Canals, M. (2003). A groove-ploughing theory for the production of mega-scale glacial lineations,

- and implications for ice-stream mechanics. *Journal of Glaciology*, 49(165), 240-256.
- Clarke, G. K., Leverington, D. W., Teller, J. T., & Dyke, A. S. (2004). Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200BP cold event. *Quaternary Science Reviews*, 23(3-4), 389-407.
- Clet, M., & Occhietti, S. (1995). Palynologie des sédiments de la fin de l'optimum climatique de l'interglaciaire sangamonien, île aux Coudres, estuaire du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 49(2), 291-304.
- Cofaigh, C. Ó., & Dowdeswell, J. A. (2001). Laminated sediments in glacial marine environments: Diagnostic criteria for their interpretation. *Quaternary Science Reviews*, 20(13), 1411-1436.
- Cofaigh, C. Ó., Dowdeswell, J. A., Allen, C. S., Hiemstra, J. F., Pudsey, C. J., Evans, J., & Evans, D. J. (2005). Flow dynamics and till genesis associated with a marine-based Antarctic palaeo-ice stream. *Quaternary Science Reviews*, 24(5-6), 709-740.
- Cofaigh, C. Ó., Taylor, J., Dowdeswell, J. A., & Pudsey, C. J. (2003). Palaeo-ice streams, trough mouth fans and high-latitude continental slope sedimentation. *Boreas*, 32(1), 37-55.
- Cook, S. J., Swift, D. A., Kirkbride, M. P., Knight, P. G., & Waller, R. I. (2020). The empirical basis for modelling glacial erosion rates. *Nature communications*, 11(1), 759.
- Couette, P.-O., Ghienne, J., Lajeunesse, P., & Van Der Woerd, J. (2023). Climatic control on the retreat of the Laurentide Ice Sheet margin in easternmost Québec-Labrador (Canada) revealed by cosmogenic nuclide exposure dating. *Journal of Quaternary Science*, 38(7), 1044-1061. <https://doi.org/10.1002/jqs.3525>
- Couette, P.-O., Lajeunesse, P., Ghienne, J.-F., Dorschel, B., Gebhardt, C., Hebbeln, D., & Brouard, E. (2022). Evidence for an extensive ice shelf in northern Baffin Bay during the Last Glacial Maximum. *Communications Earth & Environment*, 3(1), 225.
- Couette, P.-O., Lajeunesse, P., Ghienne, J.-F., Dorschel, B., Gebhardt, C., Hebbeln, D., & Brouard, E. (2023). Retreat and stabilization of a marine-based ice margin along a high arctic fjord-cross-shelf trough system. *Quaternary Science Reviews*, 302, 107949. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107949>
- Cousineau, P. A., & Longuépée, H. (2003). Lower Paleozoic configuration of the Quebec reentrant based on improved along-strike paleogeography. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40(2), 207-219.
- Covault, J. A., Kostic, S., Paull, C. K., Sylvester, Z., & Fildani, A. (2017). Cyclic steps and related supercritical bedforms: Building blocks of deep-water depositional systems, western North America. *Marine Geology*, 393, 4-20. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.12.009>
- Cuffey, K. M., & Paterson, W. S. B. (2010). *The physics of glaciers* (4. ed). Butterworth-Heinemann.
- Dalrymple, R. W., Leckie, D. A., & Tillman, R. W. (Éds.). (2006). *Incised Valleys in Time and Space*. SEPM (Society for Sedimentary Geology). <https://doi.org/10.2110/pec.06.85>
- Dalton, A. S., Margold, M., Stokes, C. R., Tarasov, L., Dyke, A. S., Adams, R. S., Allard, S., Arends, H. E., Atkinson, N., & Attig, J. W. (2020). An updated radiocarbon-based ice margin chronology for the last deglaciation of the North American Ice Sheet Complex. *Quaternary Science Reviews*, 234, 106223.
- d'Anglejan, B. (1990). Recent sediments and sediment transport processes in the St. Lawrence estuary. *Oceanography of a large-scale estuarine system: The St. Lawrence*, 109-129.
- De Angelis, H., & Kleman, J. (2007). Palaeo-ice streams in the Foxe/Baffin sector of the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 26(9-10), 1313-1331.
- Demet, B. P., Nittrouer, J. A., Anderson, J. B., & Simkins, L. M. (2019). Sedimentary processes at ice sheet grounding-zone wedges revealed by outcrops, Washington State (USA). *Earth Surface Processes and Landforms*, 44(6), 1209-1220. <https://doi.org/10.1002/esp.4550>
- Desrochers, A., Brennan-Alpert, P., Lavoie, D., & Chi, G. (2012). *Regional stratigraphic, depositional, and diagenetic patterns of the interior of St. Lawrence platform: The Lower Ordovician Romaine Formation, western Anticosti Basin, Quebec*.
- Desrochers, A., Jin, J., & Dewing, K. (2023). The Ordovician System of Canada: An extensive stratigraphic record of Laurentian shallow water platforms and deep marine basins. *Geological Society, London, Special Publications*, 533(1), 65-92.
- Dietrich. (2015). *Faciès, architectures stratigraphiques et dynamiques sédimentaires en contexte de régression forcée glacio-isostatique*.
- Dietrich, P., Ghienne, J.-F., Lajeunesse, P., Normandeau, A., Deschamps, R., & Razin, P.

- (2019). Deglacial sequences and glacio-isostatic adjustment : Quaternary compared with Ordovician glaciations. *Geological Society, London, Special Publications*, 475(1), 149-179.
- Dietrich, P., Ghienne, J.-F., Normandeau, A., & Lajeunesse, P. (2016). Upslope-migrating bedforms in a proglacial sandur delta : Cyclic steps from river-derived underflows? *Journal of Sedimentary Research*, 86(1), 112-122.
- Dietrich, P., Ghienne, J.-F., Normandeau, A., & Lajeunesse, P. (2017). Reconstructing ice-margin retreat using delta morphostratigraphy. *Scientific Reports*, 7(1), 16936. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-16763-x>
- Dietrich, P., Ghienne, J.-F., Schuster, M., Lajeunesse, P., Nutz, A., Deschamps, R., Roquin, C., & Düringer, P. (2017). From outwash to coastal systems in the Portneuf–Forestville deltaic complex (Québec North Shore) : Anatomy of a forced regressive deglacial sequence. *Sedimentology*, 64(4), 1044-1078.
- Dietrich, P., Normandeau, A., Lajeunesse, P., Ghienne, J.-F., Schuster, M., & Nutz, A. (2020). Deltaic Complexes of the Québec North Shore. In O. Slaymaker & N. Catto (Éds.), *Landscapes and Landforms of Eastern Canada* (p. 245-258). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-030-35137-3_10
- Dietrich, P., Griffis, N. P., Le Heron, D. P., Montañez, I. P., Kettler, C., Robin, C., & Guillocheau, F. (2021). Fjord network in Namibia: A snapshot into the dynamics of the late Paleozoic glaciation. *Geology*, 49(12), 1521-1526.
- Dionne, J.-C. (1968). Schorre morphology on the south shore of the Saint Lawrence Estuary. *American Journal of Science*, 266(5), 380-388.
- Dionne, J.-C. (1977). La mer de Goldthwait au Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 31(1-2), 61-80.
- Dionne, J.-C. (1984). Le rocher profilé : Une forme d'érosion glaciaire négligée. *Géographie physique et Quaternaire*, 38(1), 69-74. <https://doi.org/10.7202/032537ar>
- Dionne, J.-C. (1990). Observations sur le niveau marin relatif à l'Holocène, à Rivière-du-Loup, estuaire du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 44(1), 43-53.
- Dionne, J.-C., Weddle, T. K., & Retelle, M. J. (2001). Relative-sea-level changes in the St. Lawrence Estuary from deglaciation to present day. *Deglacial history and relative sea-level changes, northern New England and adjacent Canada*, 351, 271-284.
- Domack, E. W. (1990). Laminated terrigenous sediments from the Antarctic Peninsula : The role of subglacial and marine processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 53(1), 91-103. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1990.053.01.05>
- Domack, E. W., Jacobson, E. A., Shipp, S., & Anderson, J. B. (1999). Late Pleistocene–Holocene retreat of the West Antarctic Ice-Sheet system in the Ross Sea : Part 2—sedimentologic and stratigraphic signature. *Geological Society of America Bulletin*, 111(10), 1517-1536.
- Dowdeswell, J. A., Canals, M., Jakobsson, M., Todd, B. J., Dowdeswell, E. K., & Hogan, K. A. (2016). The variety and distribution of submarine glacial landforms and implications for ice-sheet reconstruction. *Geological Society, London, Memoirs*, 46(1), 519-552. <https://doi.org/10.1144/M46.183>
- Dowdeswell, J. A., & Elverhøi, A. (2002). The timing of initiation of fast-flowing ice streams during a glacial cycle inferred from glacial marine sedimentation. *Marine Geology*, 188(1-2), 3-14.
- Dowdeswell, J. A., & Fugelli, E. M. G. (2012). The seismic architecture and geometry of grounding-zone wedges formed at the marine margins of past ice sheets. *Geological Society of America Bulletin*, 124(11-12), 1750-1761. <https://doi.org/10.1130/B30628.1>
- Dredge, L. A. (1976). *Quaternary geomorphology of the Quebec north shore, Godbout to Sept-Iles/by Lynda Ann Dredge*.
- Drewry, D. (1986). *Glacial geologic processes. (No Title)*.
- Du Berger, R., Roy, D. W., Lamontagne, M., Woussen, G., North, R. G., & Wetmiller, R. J. (1991). The Saguenay (Quebec) earthquake of November 25, 1988 : Seismologic data and geologic setting. *Tectonophysics*, 186(1-2), 59-74.
- Duboc, Q., Lajeunesse, P., St-Onge, G., Moros, M., & Perner, K. (2023). Holocene sedimentary sequences from Nachvak and Saglek Fjords (Northern Labrador) as a record of deglaciation of the Torngat Mountains and Hudson Bay. *Quaternary Science Reviews*, 307, 108046. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2023.108046>
- Dubois, J. M., & Dionne, J.-C. (1985). *The Québec North Shore moraine system : A major feature of Late Wisconsin deglaciation*. Geological Society of America.

- Dubois, J.-M. (1977). La déglaciation de la Côte Nord du Saint-Laurent : Analyse sommaire. *Géographie physique et Quaternaire*, 31(3-4), 229-246.
- Duchesne, M. J., Pinet, N., Bédard, K., St-Onge, G., Lajeunesse, P., Campbell, D. C., & Bolduc, A. (2010). Role of the bedrock topography in the Quaternary filling of a giant estuarine basin : The Lower St. Lawrence Estuary, Eastern Canada. *Basin Research*, 22(6), 933-951.
- Duchesne, M., Pinet, N., Bolduc, A., Bédard, K., & Lavoie, D. (2007). Seismic stratigraphy of the lower St Lawrence River estuary (Quebec) Quaternary deposits and seismic signature of the underlying geological domains. *Geological Survey of Canada*.
- Dufréchou, G., & Harris, L. B. (2013). Tectonic models for the origin of regional transverse structures in the Grenville Province of SW Quebec interpreted from regional gravity. *Journal of Geodynamics*, 64, 15-39.
- Dufréchou, G., Harris, L. B., & Corriveau, L. (2014). Tectonic reactivation of transverse basement structures in the Grenville orogen of SW Quebec, Canada : Insights from gravity and aeromagnetic data. *Precambrian Research*, 241, 61-84.
- Dyke, A. S. (2004). An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada. *Developments in quaternary sciences*, 2, 373-424.
- Edwards, T. L., Nowicki, S., Marzeion, B., Hock, R., Goelzer, H., Seroussi, H., Jourdain, N. C., Slater, D. A., Turner, F. E., Smith, C. J., McKenna, C. M., Simon, E., Abe-Ouchi, A., Gregory, J. M., Larour, E., Lipscomb, W. H., Payne, A. J., Shepherd, A., Agosta, C., ... Zwinger, T. (2021). Projected land ice contributions to twenty-first-century sea level rise. *Nature*, 593(7857), 74-82. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03302-y>
- Eilertsen, R. S., Bøe, R., Hermanns, R., Longva, O., & Dahlgren, S. (2016). Kettle holes, 'dead-ice' topography and eskers on a lake floor in Telemark, southern Norway. *Atlas of Submarine Glacial Landforms: Modern, Quaternary and Ancient*. Geological Society of London Memoirs, 113-114.
- Eilertsen, R. S., Corner, G. D., Aasheim, O., & Hansen, L. (2011). Facies characteristics and architecture related to palaeodepth of Holocene fjord-delta sediments. *Sedimentology*, 58(7), 1784-1809. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2011.01239.x>
- Evans, D., Ewertowski, M., Orton, C., & Graham, D. (2018). The Glacial Geomorphology of the Ice Cap Piedmont Lobe Landsystem of East Mýrdalsjökull, Iceland. *Geosciences*, 8(6), 194. <https://doi.org/10.3390/geosciences8060194>
- Evans, D. J. A., Ewertowski, M., & Orton, C. (2017). Skaftafellsjökull, Iceland : Glacial geomorphology recording glacier recession since the Little Ice Age. *Journal of Maps*, 13(2), 358-368. <https://doi.org/10.1080/17445647.2017.1310676>
- Evans, D. J. A., Ewertowski, M. W., Tomczyk, A., & Chandler, B. M. P. (2023). Active temperate glacial landsystem evolution in association with outwash head/depositional overdeepenings. *Earth Surface Processes and Landforms*, 48(8), 1573-1598. <https://doi.org/10.1002/esp.5569>
- Evans, D. J. A., Newton, M., Roberts, D. H., & Stokes, C. R. (2023). Characteristics and formation of bedrock mega-grooves (BMGs) in glaciated terrain : 2 – conceptual models of BMG initiation. *Geomorphology*, 427, 108620. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.108620>
- Evans, D. J., Ewertowski, M., Roberts, D. H., & Tomczyk, A. M. (2022). The historical emergence of a geometric and sinuous ridge network at the Hørbyebeen polythermal glacier snout, Svalbard and its use in the interpretation of ancient glacial landforms. *Geomorphology*, 406, 108213.
- Evans, I. S. (1996). Abraded rock landforms (whalebacks) developed under ice streams in mountain areas. *Annals of Glaciology*, 22, 9-16.
- Eyles, N. (2012). Rock drumlins and megaflutes of the Niagara Escarpment, Ontario, Canada : A hard bed landform assemblage cut by the Saginaw-Huron Ice Stream. *Quaternary Science Reviews*, 55, 34-49. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.09.001>
- Eyles, N., & Doughty, M. (2016). Glacially-streamlined hard and soft beds of the paleo-Ontario ice stream in Southern Ontario and New York state. *Sedimentary Geology*, 338, 51-71. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.01.019>
- Eyles, N., Putkinen, N., Sookhan, S., & Arbelaez-Moreno, L. (2016). Erosional origin of drumlins and megaridges. *Sedimentary Geology*, 338, 2-23. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.01.006>

- Faessler et Perrault. (1931). *Exploration géologique de la côte nord, Forestville à Betsiamites*.
- Fallgatter, C., & Paim, P. S. (2019). On the origin of the Itararé Group basal nonconformity and its implications for the Late Paleozoic glaciation in the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 531, 108225.
- Farnsworth, W. R., & Allaart, L. (2024). Holocene glacial landscapes of Svalbard. In *European Glacial Landscapes* (p. 171-191). Elsevier.
- Fauth, G., Kern, H. P., Villegas-Martín, J., De Lira Mota, M. A., dos Santos Filho, M. A. B., Santa Catharina, A., Leandro, L. M., Luft-Souza, F., Strohschoen, O., Nauter-Alves, A., Tungo, E. de J. F., Bruno, M. D. R., Ceolin, D., Baecker-Fauth, S., Bom, M. H. H., Lima, F. H. de O., Santos, A., & Assine, M. L. (2023). Early Aptian marine incursions in the interior of northeastern Brazil following the Gondwana breakup. *Scientific Reports*, 13(1), Article 1. <https://doi.org/10.1038/s41598-023-32967-w>
- Fedorchuk, N. D., Isbell, J. L., Rosa, E. L. M., Swart, R., & McNall, N. B. (2023). Reappraisal of exceptionally preserved s-forms, striae, and fractures from late Paleozoic subglacial surfaces in paleofjords, NW Namibia. *Sedimentary Geology*, 456, 106498. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2023.106498>
- Feldmann, J., & Levermann, A. (2023). Timescales of outlet-glacier flow with negligible basal friction : Theory, observations and modeling. *The Cryosphere*, 17(1), 327-348. <https://doi.org/10.5194/tc-17-327-2023>
- Fisher, T. G., Smith, D. G., & Andrews, J. T. (2002). Preboreal oscillation caused by a glacial Lake Agassiz flood. *Quaternary science reviews*, 21(8-9), 873-878.
- Fleisher, P. J. (1986). Dead-ice sinks and moats : Environments of stagnant ice deposition. *Geology*, 14(1), 39-42.
- Fowler, A. C. (2010). Weertman, Lliboutry and the development of sliding theory. *Journal of Glaciology*, 56(200), 965-972. <https://doi.org/10.3189/002214311796406112>
- Frank, T., Åkesson, H., De Fleurian, B., Morlighem, M., & Nisancioglu, K. H. (2022). Geometric controls of tidewater glacier dynamics. *The Cryosphere*, 16(2), 581-601. <https://doi.org/10.5194/tc-16-581-2022>
- Funder, S. (1978). Glacial flutings in bedrock, an observation in East Greenland. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 27, 9-13. <https://doi.org/10.37570/bgsgd-1978-27-02>
- Gagliardini, O., Cohen, D., Råback, P., & Zwinger, T. (2007). Finite-element modeling of subglacial cavities and related friction law. *Journal of Geophysical Research*, 112(F2), F02027. <https://doi.org/10.1029/2006JF000576>
- García, J. L., Strelin, J. A., Vega, R. M., Hall, B. L., & Stern, C. R. (2015). Deglacial ice-marginal glaciolacustrine environments and structural moraine building in Torres del Paine, Chilean southern Patagonia.
- Ghienne, J., Normandeau, A., Dietrich, P., Bouysson, M., Lajeunesse, P., & Schuster, M. (2021). The depositional signature of cyclic steps : A late Quaternary analogue compared to modern active delta slopes. *Sedimentology*, 68(4), 1502-1538. <https://doi.org/10.1111/sed.12806>
- Gilbert, G. K. (1873). Surface geology of the Maumee Valley. *Ohio Geological Survey*, 1, 535-556.
- Girard, F., Ghienne, J. F., & Rubino, J. L. (2012). Occurrence of hyperpycnal flows and hybrid event beds related to glacial outburst events in a Late Ordovician proglacial delta (Murzuq Basin, SW Libya). *Journal of Sedimentary Research*, 82(9), 688-708.
- Girard, F., Ghienne, J. F., Du-Bernard, X., & Rubino, J. L. (2015). Sedimentary imprints of former ice-sheet margins: Insights from an end-Ordovician archive (SW Libya). *Earth-Science Reviews*, 148, 259-289.
- Gjessing, J. (1965). On 'plastic scouring' and 'subglacial erosion'. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 20(1-2), 1-37. <https://doi.org/10.1080/00291956508551825>
- Glasser, N. F., & Harrison, S. (2005). Sediment distribution around glacially abraded bedrock landforms (whalebacks) at lago tranquilo, Chile. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 87(3), 421-430. <https://doi.org/10.1111/j.0435-3676.2005.00268.x>
- Glasser, N. F., & Warren, C. R. (1990). Medium Scale Landforms of Glacial Erosion in South Greenland; Process and Form. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 72(3-4), 211-215. <https://doi.org/10.1080/04353676.1990.11880317>
- Goldthwait, R. P. (1979). Giant grooves made by concentrated basal ice streams. *Journal of Glaciology*, 23(89), 297-307.
- Golledge, N. R. (2020). Long-term projections of sea-level rise from ice sheets. *Wiley*

- Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 11(2), e634.
- Gomez, N., Mitrovica, J. X., Huybers, P., & Clark, P. U. (2010). Sea level as a stabilizing factor for marine-ice-sheet grounding lines. *Nature Geoscience*, 3(12), 850-853. <https://doi.org/10.1038/ngeo1012>
- Gordon, J. E. (1981). Ice-Scoured Topography and its Relationships to Bedrock Structure and Ice Movement in Parts of Northern Scotland and West Greenland. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 63(1-2), 55-65. <https://doi.org/10.1080/04353676.1981.11880018>
- Govare, É. (1995). Paléoenvironnements de la région de Charlevoix, Québec. *PhD de l'Université de Montréal*.
- Gravenor, C. P., & Meneley, W. A. (1958). Glacial flutings in central and northern Alberta. *American Journal of Science*, 256(10), 715-728.
- Green, P. F., Japsen, P., Chalmers, J. A., Bonow, J. M., & Duddy, I. R. (2018). Post-breakup burial and exhumation of passive continental margins: Seven propositions to inform geodynamic models. *Gondwana Research*, 53, 58-81.
- Grosswald, M. G., & Hughes, T. J. (2002). The Russian component of an Arctic ice sheet during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3), 121-146.
- Gudmundsson, G. H., Krug, J., Durand, G., Favier, L., & Gagliardini, O. (2012). The stability of grounding lines on retrograde slopes. *The Cryosphere*, 6(6), 1497-1505. <https://doi.org/10.5194/tc-6-1497-2012>
- Guyard, H., St-Onge, G., Pienitz, R., Francus, P., Zolitschka, B., Clarke, G. K., Hausmann, S., Salonen, V.-P., Lajeunesse, P., & Ledoux, G. (2011). New insights into Late Pleistocene glacial and postglacial history of northernmost Ungava (Canada) from Pingualuit Crater Lake sediments. *Quaternary Science Reviews*, 30(27-28), 3892-3907.
- Hall, A. M., Krabbendam, M., van Boeckel, M., Goodfellow, B. W., Hättestrand, C., Heyman, J., Palamakumbura, R. N., Stroeven, A. P., & Näslund, J.-O. (2020). Glacial ripping: Geomorphological evidence from Sweden for a new process of glacial erosion. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 102(4), 333-353. <https://doi.org/10.1080/04353676.2020.1774244>
- Hallet, B. (1976). The effect of subglacial chemical processes on glacier sliding. *Journal of Glaciology*, 17(76), 209-221.
- Hambrey, M. J., Barrett, P. J., & Powell, R. D. (2002). Late Oligocene and early Miocene glacial marine sedimentation in the SW Ross Sea, Antarctica: The record from offshore drilling. *Geological Society, London, Special Publications*, 203(1), 105-128. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2002.203.01.07>
- Harrison, D., Ross, N., Russell, A. J., & Jones, S. J. (2022). Ground-penetrating radar (GPR) investigations of a large-scale buried ice-marginal landsystem, Skeiðarársandur, SE Iceland. *Boreas*, 51(4), 824-846. <https://doi.org/10.1111/bor.12587>
- Heaton, T. J., Köhler, P., Butzin, M., Bard, E., Reimer, R. W., Austin, W. E., Ramsey, C. B., Grootes, P. M., Hughen, K. A., & Kromer, B. (2020). Marine20—The marine radiocarbon age calibration curve (0–55,000 cal BP). *Radiocarbon*, 62(4), 779-820.
- Heikkinen, O., & Tikkanen, M. (1989). Drumlins and flutings in Finland: Their relationships to ice movement and to each other. *Sedimentary geology*, 62(2-4), 349-355.
- Hein, C. J., FitzGerald, D. M., de Menezes, J. T., Cleary, W. J., Klein, A. H., & Albernaz, M. B. (2014). Coastal response to late-stage transgression and sea-level highstand. *GSA Bulletin*, 126(3-4), 459-480.
- Hein, F. J., & Syvitski, J. P. (1992). Sedimentary environments and facies in an arctic basin, Itirbilung Fiord, Baffin Island, Canada. *Sedimentary Geology*, 81(1-2), 17-45.
- Heinrich, H. (1988). Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary research*, 29(2), 142-152.
- Helanow, C., Iverson, N. R., Woodard, J. B., & Zoet, L. K. (2021). A slip law for hard-bedded glaciers derived from observed bed topography. *Science Advances*, 7(20), eabe7798. <https://doi.org/10.1126/sciadv.abe7798>
- Hill, E. A., Carr, J. R., & Stokes, C. R. (2017). A review of recent changes in major marine-terminating outlet glaciers in Northern Greenland. *Frontiers in Earth Science*, 4, 111.
- Holbrook, J. M., & Bhattacharya, J. P. (2012). Reappraisal of the sequence boundary in time and space: Case and considerations for an SU (subaerial unconformity) that is not a sediment bypass surface, a time barrier, or an unconformity. *Earth-Science Reviews*, 113(3-4), 271-302. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.03.006>

- Hu, W., & McSaveney, M. J. (2018). A polished and striated pavement formed by a rock avalanche in under 90 s mimics a glacially striated pavement. *Geomorphology*, 320, 154-161.
- Hughes Clarke, J. E. (2016). First wide-angle view of channelized turbidity currents links migrating cyclic steps to flow characteristics. *Nature communications*, 7(1), 11896.
- Hynes, A., & Rivers, T. (2010). Protracted continental collision—Evidence from the Grenville orogen. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 47(5), 591-620.
- Iken, A., & Truffe, M. (1997). The relationship between subglacial water pressure and velocity of Findelengletscher, Switzerland, during its advance and retreat. *Journal of Glaciology*, 43(144), 328-338.
- Isbell, J. L., Fedorchuk, N. D., Rosa, E. L., Goso, C., & Alonso-Muruaga, P. J. (2023). Reassessing a glacial landscape developed during terminal glaciation of the Late Paleozoic Ice Age in Uruguay. *Sedimentary Geology*, 451, 106399.
- Ivanovic, R. F., Gregoire, L. J., Wickert, A. D., Valdes, P. J., & Burke, A. (2017). Collapse of the North American ice saddle 14,500 years ago caused widespread cooling and reduced ocean overturning circulation. *Geophysical Research Letters*, 44(1), 383-392.
- Iverson, N. R. (1990). Laboratory Simulations Of Glacial Abrasion : Comparison With Theory. *Journal of Glaciology*, 36(124), 304-314. <https://doi.org/10.3189/002214390793701264>
- Iverson, N. R., Cohen, D., Hooyer, T. S., Fischer, U. H., Jackson, M., Moore, P. L., Lappégard, G., & Kohler, J. (2003). Effects of Basal Debris on Glacier Flow. *Science*, 301(5629), 81-84. <https://doi.org/10.1126/science.1083086>
- Iverson, N. R., Hanson, B., Hooke, R. LeB., & Jansson, P. (1995). Flow Mechanism of Glaciers on Soft Beds. *Science*, 267(5194), 80-81. <https://doi.org/10.1126/science.267.5194.80>
- Jahns, R. H. (1943). Sheet Structure in Granites : Its Origin and Use as a Measure of Glacial Erosion in New England. *The Journal of Geology*, 51(2), 71-98. <https://doi.org/10.1086/625130>
- Jamieson, S. S., Vieli, A., Livingstone, S. J., Cofaigh, C. Ó., Stokes, C., Hillenbrand, C.-D., & Dowdeswell, J. A. (2012). Ice-stream stability on a reverse bed slope. *Nature Geoscience*, 5(11), 799-802.
- Jansson, P., Hock, R., & Schneider, T. (2003). The concept of glacier storage : A review. *Journal of Hydrology*, 282(1-4), 116-129. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00258-0](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00258-0)
- Jenkins, G. T., & Holt, T. (2012). A review of the creation of glacial erosional striae and their significance in Shropshire. *of the Shropshire Geological Society*.
- Jennings, C. E. (2006). Terrestrial ice streams—A view from the lobe. *Geomorphology*, 75(1-2), 100-124.
- Jezek, K., Wu, X., Gogineni, P., Rodríguez, E., Freeman, A., Rodríguez-Morales, F., & Clark, C. D. (2011). Radar images of the bed of the Greenland Ice Sheet : IMAGES OF THE ICE SHEET BED. *Geophysical Research Letters*, 38(1), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2010GL045519>
- Johansson, M., Olovmo, M., & Lidmar-bergström, K. (2001). Inherited landforms and glacial impact of different palaeosurfaces in southwest sweden. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 83(1-2), 67-89. <https://doi.org/10.1111/j.0435-3676.2001.00145.x>
- Johnson, J. S., Venturelli, R. A., Balco, G., Allen, C. S., Braddock, S., Campbell, S., Goehring, B. M., Hall, B. L., Neff, P. D., Nichols, K. A., Rood, D. H., Thomas, E. R., & Woodward, J. (2022). Review article : Existing and potential evidence for Holocene grounding line retreat and readvance in Antarctica. *The Cryosphere*, 16(5), 1543-1562. <https://doi.org/10.5194/tc-16-1543-2022>
- Jordan, T. A., & Watts, A. B. (2005). Gravity anomalies, flexure and the elastic thickness structure of the India–Eurasia collisional system. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(3-4), 732-750.
- Josenhans, H., & Lehman, S. (1999). Late glacial stratigraphy and history of the Gulf of St. Lawrence, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 36(8), 1327-1345.
- Joughin, I., Howat, I., Alley, R. B., Ekstrom, G., Fahnestock, M., Moon, T., Nettles, M., Truffer, M., & Tsai, V. C. (2008). Ice-front variation and tidewater behavior on Helheim and Kangerdlugssuaq Glaciers, Greenland. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 113(F1), 2007JF000837. <https://doi.org/10.1029/2007JF000837>
- Kamb, B. (1987). Glacier surge mechanism based on linked cavity configuration of the basal water conduit system. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B9), 9083-9100. <https://doi.org/10.1029/JB092iB09p09083>
- Kamb, B. (2001). Basal zone of the West Antarctic ice streams and its role in lubrication of their rapid motion. *The West Antarctic ice sheet: behavior and environment*, 77, 157-199.

- Kasprzak, M., \Lopuch, M., G\lowacki, T., & Milczarek, W. (2020). Evolution of near-shore outwash fans and permafrost spreading under their surface : A case study from Svalbard. *Remote Sensing*, 12(3), 482.
- Kearey, P., Klepeis, K. A., & Vine, F. J. (2009). *Global tectonics*. John Wiley & Sons.
- Keller, C. B., Husson, J. M., Mitchell, R. N., Bottke, W. F., Gernon, T. M., Boehnke, P., Bell, E. A., Swanson-Hysell, N. L., & Peters, S. E. (2019). Neoproterozoic glacial origin of the Great Unconformity. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 116(4), 1136-1145.
- Kelley, S. E., Briner, J. P., & Young, N. E. (2013). Rapid ice retreat in Disko Bugt supported by ¹⁰Be dating of the last recession of the western Greenland Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 82, 13-22. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.09.018>
- Kempf, P., Forwick, M., Laberg, J. S., & Vorren, T. O. (2013). Late Weichselian and Holocene sedimentary palaeoenvironment and glacial activity in the high-arctic van Keulenfjorden, Spitsbergen. *The Holocene*, 23(11), 1607-1618.
- King, E. L., Hafliðason, H., Sejrup, H. P., & Løvlie, R. (1998). Glacigenic debris flows on the North Sea Trough Mouth Fan during ice stream maxima. *Marine Geology*, 152(1-3), 217-246.
- King, M. A., Altamimi, Z., Boehm, J., Bos, M., Dach, R., Elosegui, P., Fund, F., Hernández-Pajares, M., Lavalée, D., Mendes Cerveira, P. J., Penna, N., Riva, R. E. M., Steigenberger, P., Van Dam, T., Vittuari, L., Williams, S., & Willis, P. (2010). Improved Constraints on Models of Glacial Isostatic Adjustment : A Review of the Contribution of Ground-Based Geodetic Observations. *Surveys in Geophysics*, 31(5), 465-507. <https://doi.org/10.1007/s10712-010-9100-4>
- Kjær, K. H., Bjørk, A. A., Kjeldsen, K. K., Hansen, E. S., Andresen, C. S., Siggaard-Andersen, M.-L., Khan, S. A., Søndergaard, A. S., Colgan, W., Schomacker, A., Woodroffe, S., Funder, S., Rouillard, A., Jensen, J. F., & Larsen, N. K. (2022). Glacier response to the Little Ice Age during the Neoglacial cooling in Greenland. *Earth-Science Reviews*, 227, 103984. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.103984>
- Kleman, J., & Applegate, P. J. (2014). Durations and propagation patterns of ice sheet instability events. *Quaternary Science Reviews*, 92, 32-39.
- Koohzare, A. (2023). *A physically meaningful model of vertical crust movements in Canada using smooth piecewise algebraic approximation : Constraints for glacial isostatic adjustment models*.
- Koppes, M., & Hallet, B. (2006). Erosion rates during rapid deglaciation in Icy Bay, Alaska. *Journal of Geophysical Research*, 111(F2), F02023. <https://doi.org/10.1029/2005JF000349>
- Kor, P. S. G., Shaw, J., & Sharpe, D. R. (1991). Erosion of bedrock by subglacial meltwater, Georgian Bay, Ontario : A regional view. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 28(4), 623-642. <https://doi.org/10.1139/e91-054>
- Kowal, K. N., & Worster, M. G. (2020). The formation of grounding zone wedges : Theory and experiments. *Journal of Fluid Mechanics*, 898, A12. <https://doi.org/10.1017/jfm.2020.393>
- Krabbendam, M. (2016). *Basal sliding of temperate basal ice on a rough, hard bed : Pressure melting, creep mechanisms and implications for ice streaming* [Preprint]. Subglacial Processes. <https://doi.org/10.5194/tc-2016-52>
- Krabbendam, M., & Bradwell, T. (2011). Lateral plucking as a mechanism for elongate erosional glacial bedforms : Explaining megagrooves in Britain and Canada. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36(10), 1335-1349. <https://doi.org/10.1002/esp.2157>
- Krabbendam, M., Bradwell, T., Everest, J. D., & Eyles, N. (2017). Joint-bounded crescentic scars formed by subglacial clast-bed contact forces : Implications for bedrock failure beneath glaciers. *Geomorphology*, 290, 114-127. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.03.021>
- Krabbendam, M., Eyles, N., Putkinen, N., Bradwell, T., & Arbelaez-Moreno, L. (2016). Streamlined hard beds formed by palaeo-ice streams : A review. *Sedimentary Geology*, 338, 24-50. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.12.007>
- Krabbendam, M., Hall, A. M., Palamakumbura, R. M., & Finlayson, A. (2022). Glaciotectonic disintegration of roches moutonnées during glacial ripping in east Sweden. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 104(1), 35-56. <https://doi.org/10.1080/04353676.2021.2022356>
- Kurjanski, B., Rea, B. R., Spagnolo, M., Cornwell, D. G., Howell, J., Comte, J., González Quirós, A., Palmu, J., Oien, R. P., & Gibbard, P. L. (2021). Cool deltas : Sedimentological, geomorphological and geophysical

- characterization of ice-contact deltas and implications for their reservoir properties (Salpausselkä, Finland). *Sedimentology*, 68(7), 3057-3101.
<https://doi.org/10.1111/sed.12884>
- Lajeunesse, P. (2014). Buried preglacial fluvial gorges and valleys preserved through Quaternary glaciations beneath the eastern Laurentide Ice Sheet. *Bulletin*, 126(3-4), 447-458.
- Lajeunesse, P., Dietrich, P., & Ghienne, J.-F. (2019). Late Wisconsinan grounding zones of the Laurentide Ice Sheet margin off the Québec North Shore (NW Gulf of St Lawrence). *Geological Society, London, Special Publications*, 475(1), 241-259.
- Lajeunesse, P., St-Onge, G., Locat, J., Duchesne, M. J., Higgins, M. D., Sanfaçon, R., & Ortiz, J. (2013). The Corossol structure : A possible impact crater on the seafloor of the northwestern Gulf of St. Lawrence, Eastern Canada. *Meteoritics & Planetary Science*, 48(12), 2542-2558.
<https://doi.org/10.1111/maps.12224>
- Landvik, J. Y., Ingólfsson, Ó., Mienert, J., Lehman, S. J., Solheim, A., Elverhøi, A., & Ottesen, D. A. G. (2005). Rethinking Late Weichselian ice-sheet dynamics in coastal NW Svalbard. *Boreas*, 34(1), 7-24.
- Lane, T. P., Darvill, C., Rea, B. R., Bentley, M. J., Smith, J. A., Jamieson, S. S. R., Ó Cofaigh, C., & Roberts, D. H. (2023). The geomorphological record of an ice stream to ice shelf transition in Northeast Greenland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 48(7), 1321-1341.
<https://doi.org/10.1002/esp.5552>
- Laverdière, C., & Guimont, P. (1980). Le vocabulaire de la géomorphologie glaciaire, IX. Terminologie illustrée des formes mineures d'érosion glaciaire. *Géographie physique et Quaternaire*, 34(3), 363-377.
<https://doi.org/10.7202/1000419ar>
- Laverdière, C., Guimont, P., & Dionne, J.-C. (1985). Les formes et les marques de l'érosion glaciaire du plancher rocheux : Signification, terminologie, illustration. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 51(1-4), 365-387.
- Leguy, G. R., Asay-Davis, X. S., & Lipscomb, W. H. (2014). Parameterization of basal friction near grounding lines in a one-dimensional ice sheet model. *The Cryosphere*, 8(4), 1239-1259.
- Le Héron, D. P., Busfield, M. E., & Kettler, C. (2021). Ice-rafted dropstones in "postglacial" Cryogenian cap carbonates. *Geology*, 49(3), 263-267.
- Le Roux-Mallouf, R. (2016). *Déformation Holocène de l'Himalaya du Bhoutan. Apport de la géomorphologie et de la paléosismologie*.
- Lekens, W. A. H., Sejrup, H. P., Hafliðason, H., Petersen, G. Ø., Hjelstuen, B., & Knorr, G. (2005). Laminated sediments preceding Heinrich event 1 in the Northern North Sea and Southern Norwegian Sea: origin, processes and regional linkage. *Marine Geology*, 216(1-2), 27-50.
- Leng, W., von Dobeneck, T., Bergmann, F., Just, J., Mulitza, S., Chiessi, C. M., St-Onge, G., & Piper, D. J. (2018). Sedimentary and rock magnetic signatures and event scenarios of deglacial outburst floods from the Laurentian Channel Ice Stream. *Quaternary Science Reviews*, 186, 27-46.
- Leng, W., von Dobeneck, T., Just, J., Govin, A., St-Onge, G., & Piper, D. J. W. (2019). Compositional changes in deglacial red mud event beds off the Laurentian Channel reveal source mixing, grain-size partitioning and ice retreat. *Quaternary Science Reviews*, 215, 98-115.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.04.031>
- Lucchi, R. G., Camerlenghi, Angelo., Rebesco, M., Colmenero-Hidalgo, E., Sierro, F. J., Sagnotti, L., ... & Caburlotto, A. (2013). Postglacial sedimentary processes on the Storfjorden and Kveithola trough mouth fans: Significance of extreme glacial marine sedimentation. *Global and planetary change*, 111, 309-326.
- Levermann, A., Winkelmann, R., Albrecht, T., Goelzer, H., Golledge, N. R., Greve, R., Huybrechts, P., Jordan, J., Leguy, G., & Martin, D. (2020). Projecting Antarctica's contribution to future sea level rise from basal ice shelf melt using linear response functions of 16 ice sheet models (LARMIP-2). *Earth System Dynamics*, 11(1), 35-76.
- Levson, V. M., & Blyth, H. (1993). Applications of Quaternary geology to placer deposit investigations in glaciated areas; a case study, Atlin, British Columbia. *Quaternary International*, 20, 93-105.
[https://doi.org/10.1016/1040-6182\(93\)90039-1](https://doi.org/10.1016/1040-6182(93)90039-1)
- Levson, V. M., & Blyth, H. (2001). Formation and preservation of a Tertiary to Pleistocene fluvial gold placer in northwest British Columbia. *Quaternary International*, 82(1), 33-50. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(01\)00007-6](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(01)00007-6)
- Lewis, C. M., Breckenridge, A. J., & Teller, J. T. (2022). Reconstruction of isostatically adjusted paleo-strandlines along the

- southern margin of the Laurentide Ice Sheet in the Great Lakes, Lake Agassiz, and Champlain Sea basins. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 59(11), 826-846.
- Licht, K. J., Dunbar, N. W., Andrews, J. T., & Jennings, A. E. (1999). Distinguishing subglacial till and glacial marine diamictos in the western Ross Sea, Antarctica : Implications for a last glacial maximum grounding line. *Geological Society of America Bulletin*, 111(1), 91-103.
- Lidmar-Bergström, K. (1997). A Long-Term Perspective on Glacial Erosion. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22(3), 297-306. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1096-9837\(199703\)22:3<297::AID-ESP758>3.0.CO;2-R](https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199703)22:3<297::AID-ESP758>3.0.CO;2-R)
- Lindbäck, K., Kohler, J., Pettersson, R., Nuth, C., Langley, K., Messerli, A., Vallot, D., Matsuoka, K., & Brandt, O. (2018). Subglacial topography, ice thickness, and bathymetry of Kongsfjorden, northwestern Svalbard. *Earth System Science Data*, 10(4), 1769-1781. <https://doi.org/10.5194/essd-10-1769-2018>
- Lindbäck, K., Pettersson, R., Doyle, S. H., Helanow, C., Jansson, P., Kristensen, S. S., Stenseng, L., Forsberg, R., & Hubbard, A. L. (2014). High-resolution ice thickness and bed topography of a land-terminating section of the Greenland Ice Sheet. *Earth System Science Data*, 6(2), 331-338.
- Lindström. (1988). *Are roches moutonnées mainly preglacial forms?*
- Lliboutry. (1958). *Frottement sur le lit et mouvement par saccades d'un glacier.*
- Locat, J., & Levesque, C. (2009). Le fjord du Saguenay : Une physiographie et un registre exceptionnels. *Revue des sciences de l'eau*, 22(2), 135-157. <https://doi.org/10.7202/037479ar>
- Long, D. G. F. (1974). Glacial and Paraglacial Genesis of Conglomeratic Rocks of the Chibougamau Formation (Aphebian), Chibougamau, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 11(9), 1236-1252. <https://doi.org/10.1139/e74-116>
- Lønne, I. (1995). Sedimentary facies and depositional architecture of ice-contact glaciomarine systems. *Sedimentary Geology*, 98(1-4), 13-43. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(95\)00025-4](https://doi.org/10.1016/0037-0738(95)00025-4)
- Lønne, I. (2016). A new concept for glacial geological investigations of surges, based on High-Arctic examples (Svalbard). *Quaternary Science Reviews*, 132, 74-100.
- Lønne, I., & Nemec, W. (2011a). Modes of sediment delivery to the grounding line of a fast-flowing tidewater glacier : Implications for ice-margin conditions and glacier dynamics. *Geological Society, London, Special Publications*, 354(1), 33-56. <https://doi.org/10.1144/SP354.3>
- Lønne, I., & Nemec, W. (2011b). The kinematics of ancient tidewater ice margins : Criteria for recognition from grounding-line moraines. *Geological Society, London, Special Publications*, 354(1), 57-75. <https://doi.org/10.1144/SP354.4>
- Lønne, I., Nemec, W., Blikra, L. H., & Lauritsen, T. (2001). Sedimentary architecture and dynamic stratigraphy of a marine ice-contact system. *Journal of Sedimentary Research*, 71(6), 922-943.
- Lowe, A. L., & Anderson, J. B. (2003). Evidence for abundant subglacial meltwater beneath the paleo-ice sheet in Pine Island Bay, Antarctica. *Journal of Glaciology*, 49(164), 125-138.
- Lowe, D. G., Arnott, R. W. C., Chiarenzelli, J. R., & Rainbird, R. H. (2018). Early Paleozoic rifting and reactivation of a passive-margin rift : Insights from detrital zircon provenance signatures of the Potsdam Group, Ottawa graben. *GSA Bulletin*, 130(7-8), 1377-1396. <https://doi.org/10.1130/B31749.1>
- Lukas, S. (2012). Processes of annual moraine formation at a temperate alpine valley glacier : Insights into glacier dynamics and climatic controls. *Boreas*, 41(3), 463-480. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2011.00241.x>
- Lundqvist, J. (1990). Glacial morphology as an indicator of the direction of glacial transport. In *Glacial Indicator Tracing*. CRC Press.
- Lüthi, M., Funk, M., Iken, A., Gogineni, S., & Truffer, M. (2002). Mechanisms of fast flow in Jakobshavn Isbræ, West Greenland : Part III. Measurements of ice deformation, temperature and cross-borehole conductivity in boreholes to the bedrock. *Journal of Glaciology*, 48(162), 369-385.
- MacGregor, J. A., Catania, G. A., Conway, H., Schroeder, D. M., Joughin, I., Young, D. A., Kempf, S. D., & Blankenship, D. D. (2013). Weak bed control of the eastern shear margin of Thwaites Glacier, West Antarctica. *Journal of Glaciology*, 59(217), 900-912. <https://doi.org/10.3189/2013JoG13J050>
- Margold, M., Stokes, C. R., & Clark, C. D. (2015). Ice streams in the Laurentide Ice Sheet : Identification, characteristics and comparison to modern ice sheets. *Earth-Science Reviews*, 143, 117-146.
- Margold, M., Stokes, C. R., & Clark, C. D. (2018). Reconciling records of ice streaming and ice margin retreat to produce a

- palaeogeographic reconstruction of the deglaciation of the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 189, 1-30. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.03.013>
- Marren, P. M. (2005). Magnitude and frequency in proglacial rivers: A geomorphological and sedimentological perspective. *Earth-Science Reviews*, 70(3-4), 203-251.
- Marshall, S. J. (1996). *Modelling Laurentide ice stream thermomechanics* [PhD Thesis]. University of British Columbia.
- Martignole et Nantel. (1989). *Le complexe anorthositique de Rivière Pentecôte – Guide de l'excursion*.
- Martineau, G. (2002). *L'observation des micromarques de l'érosion glaciaire – Un outil pour définir l'écoulement glaciaire*.
- Maselli, V., Normandeau, A., Nones, M., Tesi, T., Langone, L., Trincardi, F., & Bohacs, K. M. (2020). Tidal modulation of river-flood deposits: How low can you go? *Geology*, 48(7), 663-667.
- Mazzotti, S., James, T. S., Henton, J., & Adams, J. (2005). GPS crustal strain, postglacial rebound, and seismic hazard in eastern North America: The Saint Lawrence valley example. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B11).
- McDannell, K. T., & Keller, C. B. (2022). Cryogenian glacial erosion of the central Canadian Shield: The “late” Great Unconformity on thin ice. *Geology*, 50(12), 1336-1340.
- McNeely, R., Dyke, A. S., & Southon, J. R. (2006). Canadian marine reservoir ages, preliminary data assessment. (*No Title*).
- Melini, D., & Spada, G. (2019). Some remarks on Glacial Isostatic Adjustment modelling uncertainties. *Geophysical Journal International*, 218(1), 401-413. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz158>
- Munro-Stasiuk, M. J., Fisher, T. G., & Nitzsche, C. R. (2005). The origin of the western Lake Erie grooves, Ohio: Implications for reconstructing the subglacial hydrology of the Great Lakes sector of the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 24(22), 2392-2409.
- Munro-Stasiuk, M. J., Shaw, J., Sjogren, D. B., Brennand, T. A., Fisher, T. G., David, R., Sharpe, P. S. K., & Claire, L. (2009). 6 The morphology and sedimentology of landforms created by subglacial megafloods. *Megaflooding on Earth and Mars*, 78.
- Mutti, E. (2019). Thin-bedded plumites: an overlooked deep-water deposit. *Journal of Mediterranean Earth Sciences*, 11, 61-80.
- Newton, M. (2018). *The origin of bedrock mega-grooves in glaciated terrain*.
- Newton, M., Stokes, C. R., Roberts, D. H., & Evans, D. J. A. (2023). Characteristics and formation of bedrock mega-grooves (BMGs) in glaciated terrain: 1 - morphometric analyses. *Geomorphology*, 427, 108619. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.108619>
- Nick, F. M., Van Der Veen, C. J., & Oerlemans, J. (2007). Controls on advance of tidewater glaciers: Results from numerical modeling applied to Columbia Glacier. *Journal of Geophysical Research*, 112(F3), F03S24. <https://doi.org/10.1029/2006JF000551>
- Normandeau, A., Dietrich, P., Hughes Clarke, J., Van Wychen, W., Lajeunesse, P., Burgess, D., & Ghienne, J.-F. (2019). Retreat pattern of glaciers controls the occurrence of turbidity currents on high-latitude fjord deltas (eastern Baffin Island). *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 124(6), 1559-1571.
- Normandeau, A., Lajeunesse, P., Ghienne, J., & Dietrich, P. (2022). Detailed seafloor imagery of turbidity current bedforms reveals new insight into fine-scale near-bed processes. *Geophysical Research Letters*, 49(11), e2021GL097389.
- Normandeau, A., Lajeunesse, P., & Philibert, G. (2013). Late-Quaternary morphostratigraphy of Lake St-Joseph (southeastern Canadian Shield): Evolution from a semi-enclosed glacial marine basin to a postglacial lake. *Sedimentary Geology*, 295, 38-52. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.07.005>
- Normandeau, A., Lajeunesse, P., & St-Onge, G. (2013). Shallow-water longshore drift-fed submarine fan deposition (Moisie River Delta, Eastern Canada). *Geo-Marine Letters*, 33, 391-403.
- Normandeau, A., Lajeunesse, P., & St-Onge, G. (2015). Submarine canyons and channels in the Lower St. Lawrence Estuary (Eastern Canada): Morphology, classification and recent sediment dynamics. *Geomorphology*, 241, 1-18.
- Normandeau, A., Lajeunesse, P., St-Onge, G., Bourgault, D., Drouin, S. S.-O., Senneville, S., & Belanger, S. (2014). Morphodynamics in sediment-starved inner-shelf submarine canyons (Lower St. Lawrence Estuary, Eastern Canada). *Marine Geology*, 357, 243-255.
- Normandeau, A., Lajeunesse, P., Trottier, A.-P., Poiré, A. G., & Pienitz, R. (2017). Sedimentation in isolated glaciomarine embayments during glacio-isostatically

- induced relative sea level fall (northern Champlain Sea basin). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 54(10), 1049-1062.
- Normandeau, P. X. (2010). *Histoire du drainage tardiglaciaire de la vallée de la rivière Chaudière et des régions avoisinantes, Québec* [PhD Thesis]. Université du Québec à Montréal.
- Nutz, A., Ghienne, J.-F., Schuster, M., Dietrich, P., Roquin, C., Hay, M., Bouchette, F., & Cousineau, P. (2015). Forced regressive deposits of a deglaciation sequence : Example from the Late Quaternary succession in the Lake Saint-Jean basin (Québec, Canada). *Sedimentology*, 62, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1111/sed.12196>
- Nutz, A., Lajeunesse, P., Ghienne, J.-F., Schuster, M., Brouard, E., Dietrich, P., Bouchette, F., Roquin, C., & Cousineau, P. A. (2020). Deglacial to paraglacial history of the Lake Saint-Jean Lowlands : A geomorphological perspective. *Landscapes and Landforms of Eastern Canada*, 145-158.
- Ó Cofaigh, C., Callard, S. L., Roberts, D. H., Chiverrell, R. C., Ballantyne, C. K., Evans, D. J. A., Saher, M., Van Landeghem, K. J. J., Smedley, R., Benetti, S., Burke, M., Clark, C. D., Duller, G. A. T., Fabel, D., Livingstone, S. J., Mccarron, S., Medialdea, A., Moreton, S. G., & Sacchetti, F. (2021). Timing and pace of ice-sheet withdrawal across the marine–terrestrial transition west of Ireland during the last glaciation. *Journal of Quaternary Science*, 36(5), 805-832. <https://doi.org/10.1002/jqs.3295>
- Ó Cofaigh, C., Larter, R. D., Dowdeswell, J. A., Hillenbrand, C., Pudsey, C. J., Evans, J., & Morris, P. (2005). Flow of the West Antarctic Ice Sheet on the continental margin of the Bellingshausen Sea at the Last Glacial Maximum. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B11), 2005JB003619. <https://doi.org/10.1029/2005JB003619>
- Ó Cofaigh & Dowdeswell. (2001). Laminated sediments in glacial marine environments : Diagnostic criteria for their interpretation. *Quaternary Science Reviews*, 20(13), 1411-1436. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00177-3](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00177-3)
- Obbink, E. A., Carlson, A. E., & Klinkhammer, G. P. (2010). Eastern North American freshwater discharge during the Bølling-Allerød warm periods. *Geology*, 38(2), 171-174.
- Occhietti, S. (2001). Deglaciation of the middle Estuary and Charlevoix : An overview. *Stratigraphy of the Pleistocene units on land and below the St. Lawrence Estuary, and deglaciation pattern in Charlevoix*, 1-20.
- Occhietti, S. (2007). The Saint-Narcisse morainic complex and early Younger Dryas events on the southeastern margin of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 61(2), 89-117.
- Occhietti, S., Bhiry, N., Dubois, J.-M., Govare, É., Richard, P. J. H., & Robert, F. (2022). St. Lawrence Ice Stream overflow on the northern edge of the middle Estuary during the Bølling-Allerød and response of the Laurentide Ice Sheet margin to the Intra-Allerød Cold Period in southern Québec, Canada. *Quaternaire*, vol.33/2, 99-142. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.16779>
- Occhietti, S., Govare, É., Klassen, R., Parent, M., & Vincent, J.-S. (2004). Late Wisconsinan—Early holocene deglaciation of Québec-Labrador. In *Developments in Quaternary Sciences* (Vol. 2, p. 243-273). Elsevier.
- Occhietti, S., Long, B., Clet, M., Boespflug, X., & Sabeur, N. (1995). Séquence de la transition Illinoien–Sangamonien : Forage IAC-91 de l'île aux Coudres, estuaire moyen du Saint-Laurent, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32(11), 1950-1964.
- Occhietti, S., Parent, M., Lajeunesse, P., Robert, F., & Govare, É. (2011). Late Pleistocene–Early Holocene Decay of the Laurentide Ice Sheet in Québec–Labrador. In *Developments in Quaternary Sciences* (Vol. 15, p. 601-630). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00047-7>
- Oetting, A., Smith, E. C., Arndt, J. E., Dorschel, B., Drews, R., Ehlers, T. A., Gaedicke, C., Hofstede, C., Klages, J. P., & Kuhn, G. (2022). Geomorphology and shallow sub-sea-floor structures underneath the Ekström Ice Shelf, Antarctica. *The Cryosphere*, 16(5), 2051-2066.
- Ojo, A. O., Kao, H., Jiang, Y., Craymer, M., & Henton, J. (2021). Strain Accumulation and Release Rate in Canada : Implications for Long-Term Crustal Deformation and Earthquake Hazards. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(4), e2020JB020529. <https://doi.org/10.1029/2020JB020529>
- Olvmo, M., & Johansson, M. (2002). The significance of rock structure, lithology and pre-glacial deep weathering for the shape of intermediate-scale glacial erosional landforms. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27(3), 251-268. <https://doi.org/10.1002/esp.317>
- Olvmo, M., Lidmar-Bergström, K., & Lindberg, G. (1999). The glacial impact on an exhumed

- sub-Mesozoic etch surface in southwestern Sweden. *Annals of Glaciology*, 28, 153-160.
- Onwuemeka, J. (2022). *Earthquake Source Inversion and Crustal Structure Imaging of the Charlevoix Seismic Zone, Eastern Canada*. McGill University (Canada).
- Ottesen, D., & Dowdeswell, J. A. (2009). An inter-ice-stream glaciated margin : Submarine landforms and a geomorphic model based on marine-geophysical data from Svalbard. *Geological Society of America Bulletin*, 121(11-12), 1647-1665.
- Parent, M., & Occhietti, S. (1999). Late Wisconsinan deglaciation and glacial lake development in the Appalachians of southeastern Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 53(1), 117-135.
- Patterson, C. J. (1997). Southern Laurentide ice lobes were created by ice streams : Des Moines Lobe in Minnesota, USA. *Sedimentary Geology*, 111(1-4), 249-261.
- Patterson, C. J. (1998). Laurentide glacial landscapes : The role of ice streams. *Geology*, 26(7), 643-646.
- Pattyn, F. (2018). The paradigm shift in Antarctic ice sheet modelling. *Nature Communications*, 9(1), 2728. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-05003-z>
- Peak, B. A., Flowers, R. M., & Macdonald, F. A. (2023). Ediacaran-Ordovician tectonic and geodynamic drivers of Great Unconformity exhumation on the southern Canadian Shield. *Earth and Planetary Science Letters*, 619, 118334.
- Pedoja, K., Husson, L., Bézou, A., Pastier, A.-M., Imran, A. M., Arias-Ruiz, C., Sarr, A.-C., Elliot, M., Pons-Branchu, E., & Nexer, M. (2018). On the long-lasting sequences of coral reef terraces from SE Sulawesi (Indonesia) : Distribution, formation, and global significance. *Quaternary Science Reviews*, 188, 37-57.
- Pedoja, K., Ortlieb, L., Dumont, J.-F., Lamothe, M., Ghaleb, B., Auclair, M., & Labrousse, B. (2006). Quaternary coastal uplift along the Talara Arc (Ecuador, Northern Peru) from new marine terrace data. *Marine Geology*, 228(1-4), 73-91.
- Pedrosa, M. T., Camerlenghi, A., De Mol, B., Urgeles, R., Rebesco, M., & Lucchi, R. G. (2011). Seabed morphology and shallow sedimentary structure of the Storfjorden and Kveithola trough-mouth fans (North West Barents Sea). *Marine Geology*, 286(1-4), 65-81.
- Peltier, W. R., Argus, D. F., & Drummond, R. (2015). Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation : The global ICE-6G_C (VM5a) model: Global Glacial Isostatic Adjustment. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(1), 450-487. <https://doi.org/10.1002/2014JB011176>
- Peltier, W. R., & Fairbanks, R. G. (2006). Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quaternary Science Reviews*, 25(23-24), 3322-3337.
- Pinet, N., Lavoie, D., Keating, P., & Duchesne, M. (2013). The St Lawrence Platform and Appalachian deformation front in the St Lawrence Estuary and adjacent areas (Quebec, Canada) : Structural complexity revealed by magnetic and seismic imaging. *Geological Magazine*, 151(6), 996-1012. <https://doi.org/10.1017/S0016756813001015>
- Piper, D. J., & Macdonald, A. (2001). Timing and position of Late Wisconsinan ice-margins on the upper slope seaward of Laurentian Channel. *Géographie physique et Quaternaire*, 55(2), 131-140.
- Piper, D. J., Shaw, J., & Skene, K. I. (2007). Stratigraphic and sedimentological evidence for late Wisconsinan sub-glacial outburst floods to Laurentian Fan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 246(1), 101-119.
- Piper, D. Z., & Calvert, S. E. (2011). Holocene and late glacial palaeoceanography and palaeolimnology of the Black Sea : Changing sediment provenance and basin hydrography over the past 20,000 years. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(19), 5597-5624.
- Poiré, A. G., Lajeunesse, P., Normandeau, A., Francus, P., St-Onge, G., & Nzekwe, O. P. (2018). Late-Quaternary glacial to postglacial sedimentation in three adjacent fjord-lakes of the Québec North Shore (eastern Canadian Shield). *Quaternary Science Reviews*, 186, 91-110.
- Poutanen, M., & Ivins, E. R. (2010). Upper mantle dynamics and quaternary climate in cratonic areas (DynaQlim)—Understanding the glacial isostatic adjustment. *Journal of Geodynamics*, 50(1), 2-7.
- Powell, R., Domack, G. W., & Menzies, J. (1995). *Modern glacial environments : Processes, dynamics and sediments, glacial environments*.
- Quesada-Román, A., Ballesteros-Cánovas, J. A., Stoffel, M., & Zamorano-Orozco, J. J. (2019). Glacial geomorphology of the Chirripó National Park, Costa Rica. *Journal of Maps*, 15(2), 538-545.

- <https://doi.org/10.1080/17445647.2019.1625822>
- Rastas, J., & Seppälä, M. (1981). Rock jointing and abrasion forms on roches moutonnées, SW Finland. *Annals of Glaciology*, 2, 159-163.
- Rea, B. R., & Evans, D. J. A. (1996). Landscapes of areal scouring in N.W. Scotland. *Scottish Geographical Magazine*, 112(1), 47-50. <https://doi.org/10.1080/00369229618736977>
- Rea, B. R., Evans, D. J., Dixon, T. S., & Whalley, W. B. (2000). Contemporaneous, localized, basal ice-flow variations : Implications for bedrock erosion and the origin of p-forms. *Journal of Glaciology*, 46(154), 470-476.
- Rea, D. K., Moore Jr, T. C., Anderson, T. W., Lewis, C. M., Dobson, D. M., Dettman, D. L., Smith, A. J., & Mayer, L. A. (1994). Great Lakes paleohydrology : Complex interplay of glacial meltwater, lake levels, and sill depths. *Geology*, 22(12), 1059-1062.
- Reimer, P. J., Austin, W. E., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R. L., & Friedrich, M. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62(4), 725-757.
- Reineck, H., & Wunderlich, F. (1968). CLASSIFICATION AND ORIGIN OF FLASER AND LENTICULAR BEDDING. *Sedimentology*, 11(1-2), 99-104. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1968.tb00843.x>
- Reineck, H.-E., & Wunderlich, F. (1998). Lamination and laminated rhythmites in water-laid sands. *Senckenbergiana Maritima*, 28(4-6), 227-235. <https://doi.org/10.1007/BF03043151>
- Roattino, T., Crouzet, C., Buoncristiani, J.-F., & Tissoux, H. (2021). Geometry of glaciofluvial deposits and dynamics of the Lyonnais lobe ice front during the last glacial period (France, Northern Alps). *BSGF-Earth Sciences Bulletin*, 192(1), 21.
- Robel, A. A., Pegler, S. S., Catania, G., Felikson, D., & Simkins, L. M. (2022). Ambiguous stability of glaciers at bed peaks. *Journal of Glaciology*, 68(272), 1177-1184. <https://doi.org/10.1017/jog.2022.31>
- Roberts, D. H., & Long, A. J. (2008). Streamlined bedrock terrain and fast ice flow, Jakobshavns Isbrae, West Greenland : Implications for ice stream and ice sheet dynamics. *Boreas*, 34(1), 25-42. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2005.tb01002.x>
- Roberts, D. H., Long, A. J., Davies, B. J., Simpson, M. J. R., & Schnabel, C. (2010). Ice stream influence on West Greenland Ice Sheet dynamics during the Last Glacial Maximum. *Journal of Quaternary Science*, 25(6), 850-864. <https://doi.org/10.1002/jqs.1354>
- Roberts, W. H. G., Valdes, P. J., & Payne, A. J. (2014). A new constraint on the size of Heinrich Events from an iceberg/sediment model. *Earth and Planetary Science Letters*, 386, 1-9. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.10.020>
- Rocher, M., & Tremblay, A. (2001). L'effondrement de la plate-forme du Saint-Laurent : Ouverture de l'apetus ou de l'Atlantique? Apport de la reconstitution des paléocontraintes dans la région de Québec (Canada). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 333(3), 171-178.
- Rohling, E. J., & Pälike, H. (2005). Centennial-scale climate cooling with a sudden cold event around 8,200 years ago. *nature*, 434(7036), 975-979.
- Romero, G. R., Sanchez, E. A., Soares, J. L., Nogueira, A. C. R., & Fairchild, T. R. (2020). Waxing and waning of microbial laminites in the aftermath of the Marinoan glaciation at the margin of the Amazon Craton (Brazil). *Precambrian Research*, 348, 105856.
- Rouby, D., Braun, J., Robin, C., Dauteuil, O., & Deschamps, F. (2013). Long-term stratigraphic evolution of Atlantic-type passive margins : A numerical approach of interactions between surface processes, flexural isostasy and 3D thermal subsidence. *Tectonophysics*, 604, 83-103.
- Rudberg, S. (1973). *Glacial erosion forms of medium size-a discussion based on four Swedish case studies*.
- Rüther, D. C., Bjarnadóttir, L. R., Junntila, J., Husum, K., Rasmussen, T. L., Lucchi, R. G., & Andreassen, K. (2012). Pattern and timing of the northwestern Barents Sea ice sheet deglaciation and indications of episodic Holocene deposition. *Boreas*, 41(3), 494-512. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2011.00244.x>
- Rydningen, T. A., Laberg, J. S., & Kolstad, V. (2015). Seabed morphology and sedimentary processes on high-gradient trough mouth fans offshore Troms, northern Norway. *Geomorphology*, 246, 205-219.
- Ryser, C., Lüthi, M. P., Andrews, L. C., Hoffman, M. J., Catania, G. A., Hawley, R. L., Neumann, T. A., & Kristensen, S. S. (2014). Sustained high basal motion of the Greenland ice sheet revealed by borehole deformation. *Journal of Glaciology*, 60(222), 647-660.
- Sala, M., & Long, B. (1989). Évolution des structures deltaïques du delta de la rivière Natashquan,

- Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 43(3), 311-323.
- Sanford, B. V., & Grant, A. C. (1990). Bedrock geological mapping and basin studies in the Gulf of St. Lawrence: *Geological Survey of Canada Current Research Paper*, 90, 33-42.
- Sasseville, C., Clauer, N., & Tremblay, A. (2012). Timing of fault reactivation in the upper crust of the St. Lawrence rift system, Canada, by K–Ar dating of illite-rich fault rocks 1GEOTOP Contribution 2012-0002. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 49(5), 637-652. <https://doi.org/10.1139/e2012-008>
- Saucier, F. J., & Chassé, J. (2000). Tidal circulation and buoyancy effects in the St. Lawrence Estuary. *Atmosphere-Ocean*, 38(4), 505-556.
- Sayag, R., & Worster, M. G. (2011). Elastic response of a grounded ice sheet coupled to a floating ice shelf. *Physical Review E*, 84(3), 036111. <https://doi.org/10.1103/PhysRevE.84.036111>
- Sayag, R., & Worster, M. G. (2013). Elastic dynamics and tidal migration of grounding lines modify subglacial lubrication and melting: TIDAL MIGRATION OF GROUNDING LINES. *Geophysical Research Letters*, 40(22), 5877-5881. <https://doi.org/10.1002/2013GL057942>
- Schanz, S. A., Montgomery, D. R., Collins, B. D., & Duvall, A. R. (2018). Multiple paths to straths : A review and reassessment of terrace genesis. *Geomorphology*, 312, 12-23. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.03.028>
- Schlunegger, F., do Prado, A. H., Norton, K. P., & Delunel, R. (2023). On the mechanisms resulting in the formation of the Quaternary staircase terrace systems in the valleys of the western Andean margin of Peru. *Geomorphology*, 442, 108923. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.108923>
- Schoof, C. (2005). The effect of cavitation on glacier sliding. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 461(2055), 609-627. <https://doi.org/10.1098/rspa.2004.1350>
- Sella, G. F., Stein, S., Dixon, T. H., Craymer, M., James, T. S., Mazzotti, S., & Dokka, R. K. (2007). Observation of glacial isostatic adjustment in “stable” North America with GPS. *Geophysical Research Letters*, 34(2).
- Sergienko, O. V., & Wingham, D. J. (2022). Bed topography and marine ice-sheet stability. *Journal of Glaciology*, 68(267), 124-138. <https://doi.org/10.1017/jog.2021.79>
- Sharpe, D. R., & Shaw, J. (1989). Erosion of bedrock by subglacial meltwater, Cantley, Quebec. *Geological Society of America Bulletin*, 101(8), 1011-1020.
- Shaw, J., Gareau, P., & Courtney, R. C. (2002). Palaeogeography of Atlantic Canada 13–0 kyr. *Quaternary Science Reviews*.
- Shaw, J., & Gilbert, R. (1990). Evidence for large-scale subglacial meltwater flood events in southern Ontario and northern New York State. *Geology*, 18(12), 1169-1172.
- Shaw, J., Gilbert, R. G., Sharpe, D. R., Lesemann, J.-E., & Young, R. R. (2020). The origins of s-forms : Form similarity, process analogy, and links to high-energy, subglacial meltwater flows. *Earth-Science Reviews*, 200, 102994. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102994>
- Shaw, J., & Kvill, D. (1984). A glaciofluvial origin for drumlins of the Livingstone Lake area, Saskatchewan. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 21(12), 1442-1459. <https://doi.org/10.1139/e84-150>
- Shaw, J., Piper, D. J. W., Fader, G. B. J., King, E. L., Todd, B. J., Bell, T., Batterson, M. J., & Liverman, D. G. E. (2006). A conceptual model of the deglaciation of Atlantic Canada. *Quaternary Science Reviews*, 25(17-18), 2059-2081. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.03.002>
- Shaw, J., & Sharpe, D. R. (1987). Drumlin formation by subglacial meltwater erosion. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 24(11), 2316-2322. <https://doi.org/10.1139/e87-216>
- Shaw, J., Todd, B. J., Brushett, D., Parrott, D. R., & Bell, T. (2009). Late Wisconsinan glacial landsystems on Atlantic Canadian shelves : New evidence from multibeam and single-beam sonar data. *Boreas*, 38(1), 146-159.
- Shipp, S. S., Wellner, J. S., & Anderson, J. B. (2002). Retreat signature of a polar ice stream : Subglacial geomorphic features and sediments from the Ross Sea, Antarctica. *Geological Society, London, Special Publications*, 203(1), 277-304.
- Siman-Tov, S., Stock, G. M., Brodsky, E. E., & White, J. C. (2017). The coating layer of glacial polish. *Geology*, 45(11), 987-990. <https://doi.org/10.1130/G39281.1>
- Simard*, J., Occhietti, S., & Robert, F. (2003). Retrait de l'inlandsis sur les Laurentides au début de l'Holocène : Transect de 600 km entre le Saint-Maurice et le Témiscamingue (Québec). *Géographie physique et Quaternaire*, 57(2), 189-204.

- Simard, Y., Lavoie, D., & Saucier, F. J. (2002). Channel head dynamics : Capelin (*Mallotus villosus*) aggregation in the tidally driven upwelling system of the Saguenay-St. Lawrence Marine Park's whale feeding ground. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 59(2), 197-210.
- Simms, A. R., Best, L., Shennan, I., Bradley, S. L., Small, D., Bustamante, E., Lightowler, A., Osleger, D., & Sefton, J. (2022). Investigating the roles of relative sea-level change and glacio-isostatic adjustment on the retreat of a marine based ice stream in NW Scotland. *Quaternary Science Reviews*, 277, 107366.
- Skyttä, P., Nordbäck, N., Ojala, A., Putkinen, N., Aaltonen, I., Engström, J., Mattila, J., & Ovaskainen, N. (2023). The interplay of bedrock fractures and glacial erosion in defining the present-day land surface topography in mesoscopically isotropic crystalline rocks. *Earth Surface Processes and Landforms*, 48(10), 1956-1968. <https://doi.org/10.1002/esp.5596>
- Śledź, S., Ewertowski, M. W., & Evans, D. J. A. (2023). Quantification of short-term transformations of proglacial landforms in a temperate, debris-charged glacial landsystem, Kviárjökull, Iceland. *Land Degradation & Development*, 34(17), 5566-5590. <https://doi.org/10.1002/ldr.4865>
- Slootman, A., & Cartigny, M. J. B. (2020). Cyclic steps : Review and aggradation-based classification. *Earth-Science Reviews*, 201, 102949. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102949>
- Smith, H. T. U. (1948). Giant glacial grooves in northwest Canada. *American Journal of Science*, 246(8), 503-514.
- Smith, M. J., Knight, J., Field, K. S., & Harrison, S. (2008). Glacial striae observations for Ireland compiled from historic records. *Journal of Maps*, 4(1), 378-398. <https://doi.org/10.4113/jom.2008.1035>
- Smith, N. D., Phillips, A. C., & Powell, R. D. (1990). Tidal drawdown : A mechanism for producing cyclic sediment laminations in glaciomarine deltas. *Geology*, 18(1), 10-13.
- Snow, R. S., Lowell, T. V., & Rupp, R. F. (s. d.). A Field Guide : The Kelleys Island Glacial Grooves, Subglacial Erosion Features on the Marblehead Peninsula, Carbonate Petrology, and Associated Paleontology. *OHIO JOURNAL OF SCIENCE*, 91.
- Stewart, H. A., & Long, D. (2016). Glacigenic debris-flows observed in 3D seismic high-resolution seafloor imagery, Faroe–Shetland Channel, NE Atlantic. *Geological Society, London, Memoirs*, 46(1), 361-362. <https://doi.org/10.1144/M46.94>
- Stewart, I. S., Sauber, J., & Rose, J. (2000). Glacio-seismotectonics : Ice sheets, crustal deformation and seismicity. *Quaternary Science Reviews*, 19(14-15), 1367-1389.
- Stokes, C. R. (2018). Geomorphology under ice streams : Moving from form to process. *Earth Surface Processes and Landforms*, 43(1), 85-123. <https://doi.org/10.1002/esp.4259>
- Stokes, C. R., & Clark, C. D. (2001). Palaeo-ice streams. *Quaternary Science Reviews*, 20(13), 1437-1457.
- Stokes, C. R., Margold, M., Clark, C. D., & Tarasov, L. (2016). Ice stream activity scaled to ice sheet volume during Laurentide Ice Sheet deglaciation. *Nature*, 530(7590), 322-326. <https://doi.org/10.1038/nature16947>
- Stokes, C. R., Tarasov, L., Blomdin, R., Cronin, T. M., Fisher, T. G., Gyllencreutz, R., Hättestrand, C., Heyman, J., Hindmarsh, R. C., & Hughes, A. L. (2015). On the reconstruction of palaeo-ice sheets : Recent advances and future challenges. *Quaternary Science Reviews*, 125, 15-49.
- St-Onge, G., Lajeunesse, P., Duchesne, M. J., & Gagne, H. (2008). Identification and dating of a key Late Pleistocene stratigraphic unit in the St. Lawrence Estuary and Gulf (Eastern Canada). *Quaternary Science Reviews*, 27(25-26), 2390-2400.
- Stow, D. A. (2005). *Sedimentary Rocks in the Field : A color guide*. Gulf Professional Publishing.
- Straw, A. (1968). Late Pleistocene glacial erosion along the Niagara Escarpment of southern Ontario. *Geological Society of America Bulletin*, 79(7), 889-910.
- Stuiver, M., & Reimer, P. J. (1993). Extended 14C data base and revised CALIB 3.0 14C age calibration program. *Radiocarbon*, 35(1), 215-230.
- Sturrock, C. P., Flowers, R. M., & Macdonald, F. A. (2021). The late great unconformity of the Central Canadian Shield. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 22(6), e2020GC009567.
- Sugden, D. E., & John, B. S. (1976). *Glaciers and landscape : A geomorphological approach* (Vol. 365). Edward Arnold London.
- Swithinbank, C. W. M. (1954). "Ice streams" 2. *Polar record*, 7(48), 185-186.
- Syvitski, J., & Normandeau, A. (2023). Sediment redistribution processes in Baffin Island fjords. *Marine Geology*, 107024.
- Syvitski, J. P., & Praeg, D. B. (1989). Quaternary sedimentation in the St. Lawrence Estuary

- and adjoining areas, Eastern Canada : An overview based on high-resolution seismostratigraphy. *Géographie physique et Quaternaire*, 43(3), 291-310.
- Syvitski, J. P., & Shaw, J. (1995). Sedimentology and geomorphology of fjords. *Developments in sedimentology*, 53, 113-178.
- Talling, P. J., Allin, J., Armitage, D. A., Arnott, R. W., Cartigny, M. J., Clare, M. A., Felletti, F., Covault, J. A., Girardclos, S., & Hansen, E. (2015). Key future directions for research on turbidity currents and their deposits. *Journal of Sedimentary Research*, 85(2), 153-169.
- Tarasov, L., Dyke, A. S., Neal, R. M., & Peltier, W. R. (2012). A data-calibrated distribution of deglacial chronologies for the North American ice complex from glaciological modeling. *Earth and Planetary Science Letters*, 315, 30-40.
- Tessier, B. (2023). Tidal rhythmites : Their contribution to the characterization of tidal dynamics and environments. In *A Journey Through Tides* (p. 283-305). Elsevier.
- Tessier, B., Archer, A. W., Lanier, W. P., & Feldman, H. R. (1995). Comparison of Ancient Tidal Rhythmites (Carboniferous of Kansas and Indiana, USA) with Modern Analogues (the Bay of Mont-Saint-Michel, France). In B. W. Flemming & A. Bartholomä (Éds.), *Tidal Signatures in Modern and Ancient Sediments* (1^{re} éd., p. 259-271). Wiley. <https://doi.org/10.1002/9781444304138.ch17>
- Thwaites, F. T. (1926). The Origin and Significance of Pitted Outwash. *The Journal of Geology*, 34(4), 308-319. <https://doi.org/10.1086/623315>
- Todd, B. J. (2016). The Laurentian Channel : A major cross-shelf trough in Atlantic Canada. *Atlas of Submarine Glacial Landforms: Modern, Quaternary and Ancient*. Geological Society, London, *Memoirs*, 46, 161-162.
- Tremblay, A., Long, B., & Massé, M. (2003). Supracrustal faults of the St. Lawrence rift system, Québec : Kinematics and geometry as revealed by field mapping and marine seismic reflection data. *Tectonophysics*, 369(3-4), 231-252. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00227-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00227-0)
- Tremblay, A., Roden-Tice, M. K., Brandt, J. A., & Megan, T. W. (2013). Mesozoic fault reactivation along the St. Lawrence rift system, eastern Canada : Thermochronologic evidence from apatite fission-track dating. *Geological Society of America Bulletin*, 125(5-6), 794-810. <https://doi.org/10.1130/B30703.1>
- Trenhaile, A. S. (2002). Modeling the development of marine terraces on tectonically mobile rock coasts. *Marine Geology*, 185(3-4), 341-361. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00187-1](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00187-1)
- Trottier, A., Lajeunesse, P., Gagnon-Poiré, A., & Francus, P. (2020). Morphological signatures of deglaciation and postglacial sedimentary processes in a deep fjord-lake (Grand Lake, Labrador). *Earth Surface Processes and Landforms*, 45(4), 928-947. <https://doi.org/10.1002/esp.4786>
- Ullman, D. J., Carlson, A. E., Hostetler, S. W., Clark, P. U., Cuzzone, J., Milne, G. A., Winsor, K., & Caffee, M. (2016). Final Laurentide ice-sheet deglaciation and Holocene climate-sea level change. *Quaternary Science Reviews*, 152, 49-59.
- Van Staal, C., & Zagorevski, A. (2020). Accretion, soft and hard collision : Similarities, differences and an application from the Newfoundland Appalachian orogen. *Geoscience Canada*, 47(3), 103-118.
- Van Staal, C., Zagorevski, A., Castonguay, S., Massonne, H., McNicoll, V., & Willner, A. P. (2011). Variations in Tectonic Styles of Arc-Continent Collisions. *AGU Fall Meeting Abstracts, 2011*, T43H-04.
- Varejão, F. G., Warren, L. V., Simões, M. G., Buatois, L. A., Mángano, M. G., Bahniuk Rumbelsperger, A. M., & Assine, M. L. (2021). Mixed siliciclastic-carbonate sedimentation in an evolving epicontinental sea : Aptian record of marginal marine settings in the interior basins of north-eastern Brazil. *Sedimentology*, 68(5), 2125-2164. <https://doi.org/10.1111/sed.12846>
- Vaughan, D. G. (1995). Tidal flexure at ice shelf margins. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B4), 6213-6224. <https://doi.org/10.1029/94JB02467>
- Veillette, J. J., Dyke, A. S., & Roy, M. (1999). Ice-flow evolution of the Labrador Sector of the Laurentide Ice Sheet : A review, with new evidence from northern Quebec. *Quaternary Science Reviews*, 18(8-9), 993-1019.
- Verdecchia, A., Onwumeka, J., Liu, Y., & Harrington, R. M. (2022). Depth-Dependent Crustal Stress Rotation and Strength Variation in the Charlevoix Seismic Zone (CSZ), Québec, Canada. *Geophysical Research Letters*, 49(22), e2022GL100276. <https://doi.org/10.1029/2022GL100276>
- Vérité, J., Ravier, É., Bourgeois, O., Pochat, S., Lelandais, T., Mourgues, R., Clark, C. D., Bessin, P., Peigné, D., & Atkinson, N. (2021). *Ribbed bedforms in palaeo-ice streams reveal*

- shear margin positions, lobe shutdown and the interaction of meltwater drainage and ice velocity patterns* [Preprint]. Ice sheets/Geomorphology. <https://doi.org/10.5194/tc-2020-336>
- Walker, R. T., Parizek, B. R., Alley, R. B., Anandakrishnan, S., Riverman, K. L., & Christianson, K. (2013). Ice-shelf tidal flexure and subglacial pressure variations. *Earth and Planetary Science Letters*, 361, 422-428.
- Wang, L., Marzahn, P., Bernier, M., & Ludwig, R. (2018). Mapping permafrost landscape features using object-based image classification of multi-temporal SAR images. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 141, 10-29. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2018.03.026>
- Wanner, H., Mercolli, L., Grosjean, M., & Ritz, S. P. (2015). Holocene climate variability and change; a data-based review. *Journal of the Geological Society*, 172(2), 254-263.
- Wardlaw, N. C., Stauffer, M. R., & Hoque, M. (1969). Striations, giant grooves, and superposed drag folds, Interlake area, Manitoba. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6(4), 577-593. <https://doi.org/10.1139/e69-058>
- Washam, P., Nicholls, K. W., Münchow, A., & Padman, L. (2020). Tidal Modulation of Buoyant Flow and Basal Melt Beneath Petermann Gletscher Ice Shelf, Greenland. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 125(10), e2020JC016427. <https://doi.org/10.1029/2020JC016427>
- Watts, A. B. (2001). *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Cambridge University Press.
- Watts, A. B. (2010). *Treatise on Geophysics, Volume 6: Crust and Lithosphere Dynamics*.
- Watts, A. B., Zhong, S. J., & Hunter, J. (2013). The behavior of the lithosphere on seismic to geologic timescales. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 41, 443-468.
- Weertman, J. (1957). On the sliding of glaciers. *Journal of glaciology*, 3(21), 33-38.
- Weertman, J., & Birchfield, G. E. (1983). Stability of sheet water flow under a glacier. *Journal of Glaciology*, 29(103), 374-382.
- Wellner, J. S., Heroy, D. C., & Anderson, J. B. (2006). The death mask of the Antarctic ice sheet: Comparison of glacial geomorphic features across the continental shelf. *Geomorphology*, 75(1-2), 157-171.
- Whipple, K. X., Hancock, G. S., & Anderson, R. S. (2000). River incision into bedrock: Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation. *Geological Society of America Bulletin*, 112(3), 490-503.
- Whitehouse, P. L. (2018). Glacial isostatic adjustment modelling: Historical perspectives, recent advances, and future directions. *Earth Surface Dynamics*, 6(2), 401-429. <https://doi.org/10.5194/esurf-6-401-2018>
- Winkelmann, D., Jokat, W., Jensen, L., & Schenke, H.-W. (2010). Submarine end moraines on the continental shelf off NE Greenland – Implications for Lateglacial dynamics. *Quaternary Science Reviews*, 29(9), 1069-1077. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.02.002>
- Winkler, S., & Matthews, J. A. (2010). Observations on terminal moraine-ridge formation during recent advances of southern Norwegian glaciers. *Geomorphology*, 116(1), 87-106. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.10.011>
- Winsborrow, M. C., Clark, C. D., & Stokes, C. R. (2010). What controls the location of ice streams? *Earth-Science Reviews*, 103(1-2), 45-59.
- Winsborrow, M. C. M., Andreassen, K., Corner, G. D., & Laberg, J. S. (2010). Deglaciation of a marine-based ice sheet: Late Weichselian palaeo-ice dynamics and retreat in the southern Barents Sea reconstructed from onshore and offshore glacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 29(3-4), 424-442. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.10.001>
- Witkind, I. J. (1978). Giant glacial grooves at the north end of the Mission Range, northwest Montana. *J. Res. US Geol. Surv*, 6(4), 425-433.
- Wright, L. D., & Friedrichs, C. T. (2006). Gravity-driven sediment transport on continental shelves: A status report. *Continental Shelf Research*, 26(17-18), 2092-2107.
- Young, J. A., Thomas, C. W., Wogman, N. A., & Perkins, R. W. (1970). Cosmogenic radionuclide production rates in the atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, 75(12), 2385-2390.
- Young, N. E., Briner, J. P., Miller, G. H., Lesnek, A. J., Crump, S. E., Thomas, E. K., Pendleton, S. L., Cuzzone, J., Lamp, J., Zimmerman, S., Caffee, M., & Schaefer, J. M. (2020). Deglaciation of the Greenland and Laurentide ice sheets interrupted by glacier advance during abrupt coolings. *Quaternary Science Reviews*, 229, 106091. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.10.6091>

- Zecchin, M., Catuneanu, O., & Rebesco, M. (2015). High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves IV: High-latitude settings. *Marine and Petroleum Geology*, *68*, 427-437. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.09.004>
- Zhang, X., Lohmann, G., Knorr, G., & Purcell, C. (2014). Abrupt glacial climate shifts controlled by ice sheet changes. *Nature*, *512*(7514), 290-294.
- Zoet, L. K., Alley, R. B., Anandakrishnan, S., & Christianson, K. (2013). Accelerated subglacial erosion in response to stick-slip motion. *Geology*, *41*(2), 159-162. <https://doi.org/10.1130/G33624.1>
- Zoet, L. K., & Iverson, N. R. (2015). Experimental determination of a double-valued drag relationship for glacier sliding. *Journal of Glaciology*, *61*(225), 1-7.
- Zolitschka, B., Francus, P., Ojala, A. E., & Schimmelfmann, A. (2015). Varves in lake sediments—a review. *Quaternary Science Reviews*, *117*, 1-41.
- Zumberge, J. H. (1955). Glacial Erosion in Tilted Rock Layers. *The Journal of Geology*, *63*(2), 149-158. <https://doi.org/10.1086/626241>

TABLE DES FIGURES

- Figure 1 :** Carte de localisation des deux secteurs d'études majeurs. Encadré bleu : emprise de la zone d'étude des systèmes de mégacannelures (Partie A, chapitres 2 à 4) ; encadré orange : le complexe sédimentaire de Pentecôte (Partie B, chapitres 6 à 7). La Pointe-des-Monts marque la limite entre l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent (ligne pointillée bleue). 17
- Figure 2 :** Le drone DJI Mavic pro lors d'un vol de reconnaissance sur la baie des Anglais ; en arrière-plan les usines métallurgiques de Baie Comeau..... 23
- Figure 3 :** (A) Une mégacannelure du secteur de St-Pancrace (région administrative de Baie-Comeau) et (B) le modèle 3D correspondant ; (C) Modèle 3D de l'affleurement de Pentecôte 3 (complexe sédimentaire de Pentecôte), constituant le modèle 3D le plus vaste et le plus lourd en temps de calcul (cf. tableau 1) de cette étude. 24
- Figure 4 :** Frise synthétisant la répartition des sept chapitres de thèse par rapport à la séquence de déglaciation incluant la transition marine à continentale de la marge glaciaire. 27
- Figure 5 :** (A) Carte géologique simplifiée de la région du Saint-Laurent (fond de carte modifiée d'après Brisebois et al., 1994 avec une compilation de données issues de Tremblay et al., 2003, 2013 ; Brisebois et Clark, 2003 ; Faessler et al., 1931 ; Martignole et Nantel, 1989 ; Sasseville et al., 2012 et de la carte géologique du Canada- annexe 1). La ligne rouge traversant l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent correspond à la faille Logan. Le système du rift jurassique est symbolisé par les failles normales de la plateforme du Saint-Laurent vers le Chenal Laurentien jusqu'à Forestville. (B) Coupe verticale transversale de l'estuaire du Saint-Laurent montrant les différentes provinces géologiques et la relation entre les failles du rift jurassique et la faille Logan, reprise de Pinet et al., 2013. Modifié avec la compilation de données (A). 31
- Figure 6 :** Résumé du développement post-rift des marges continentales passives en 4 étapes, représentant : (A) Une marge de rift dans la croûte continentale plusieurs dizaines de millions d'années après la fin d'un rifting. Le refroidissement du rift et de ses marges a provoqué l'affaissement de la zone et les sédiments post-rift (en vert). (B) Après une phase de soulèvement : l'érosion fluviale a formé une pénéplaine proche du niveau de la mer. La subsidence s'est poursuivie au large et l'espace d'accueil et s'est remplie de sédiments (orange), (C) Après une nouvelle subsidence, les sédiments (orange clair) recouvrent la surface

d'érosion, formant une discordance d'érosion. (D) Après une seconde phase de soulèvement, les vallées fluviales s'élèvent jusqu'au niveau de la mer et se rejoignent pour former un escarpement qui s'érode afin de former une nouvelle pénéplaine. La pénéplaine s'étant formée après la première phase de soulèvement est maintenant un plateau de haut niveau (figure issue de Japsen et al., 2012, reprise de Green et al., 2018). 32

Figure 7 : Carte des bassins versants et des principaux cours d'eau associés - partie Est de la province du Québec. La localisation du bassin versant du complexe sédimentaire de Pentecôte est représentée en vert. 34

Figure 8 : Carte bathymétrique de l'estuaire du Saint-Laurent montrant la limite de la plateforme côtière sur les côtes nord et sud et la localisation de la coupe sismique A-B (figure 11) du remplissage sédimentaire (modifié de Duchesne et al., 2010). 36

Figure 9 : Bathymétrie et profils gradués de l'estuaire du Saint-Laurent (Normandeau et al., 2015). 37

Figure 10 : Vue en perspective de la surface du substratum rocheux extraite du modèle stratigraphique sismique 3D sous l'imagerie bathymétrique haute résolution des fonds marins. Les lignes en pointillé indiquent l'étendue de la surface du substratum rocheux par rapport aux données multifaisceaux indiquant le toit de la couverture sédimentaire. BH : surface du substratum rocheux, FT : auge de Forestville, LET : auge des Escoumins, PB : petit bassin (repris de Duchesne et al., 2010). 37

Figure 11 : Coupe schématique A-B de l'Estuaire du St. Laurent représentant les différentes unités sismiques de remplissage (modifié de Duchesne et al., 2010). 39

Figure 12 : Extension maximale de l'Inlandsis Laurentidien au dernier maximum glaciaire, environ 21 700 ans cal. BP (d'après Dalton et al., 2020). 41

Figure 13 : Épaisseur de la glace sur le continent nord-américain au dernier maximum glaciaire selon le modèle ICE-3G (d'après Koohzare, 2023). 41

Figure 14 : Cartes de l'extension l'Inlandsis Laurentidien à plusieurs étapes de la déglaciation. (A) Au DMG avec indication des fleuves de glace (zones en bleu moyen et foncé); (B) vers 13 900 ans cal. BP avec l'ouverture de l'estuaire et du Golfe du St-Laurent ; (C) vers 11 500 ans cal. BP avec le passage d'une marge glaciaire marine à continentale ; (D) vers 7 800 ans cal. BP avec la séparation des 3 dômes majeurs de l'Inlandsis Laurentidien. La zone d'étude correspond à l'encadré rouge (repris et modifié de Margold et al., 2018). 42

Figure 15 : Modèle d'éventail d'embouchure (a) dominé par les coulées de débris glaciaires impliquant la présence d'un coin glaciaire stockant temporairement les sédiments ; et (b) dominé par les eaux de fonte impliquant un transport continu de sédiments canalisés dans des écoulements riches en eau avec des systèmes de plumites en surface (d'après Belwald et al., 2020).....	44
Figure 16 : Modèle représentant l'ouverture du Chenal Laurentien aval après le DGM (LGM) de 22 000 à 16 500 ans cal. BP d'après Leng et al., 2019. Les positions des marges glaciaires sont tirées de (a) Shaw et al. (2006), (b) Dyke (2004), (c) et (d) Josenhans et Lehman (1999), révisées par Piper et Macdonald (2001). Les lignes bleues en pointillé marquent les lignes de partage des glaces, les lignes bleues fines indiquent les directions d'écoulement des glaces. Les flèches colorées représentent l'apport de sédiments en provenance des principales zones sources (rouge pour EM-H, bleu (CS-gran) et orange (SN-gran) pour EM-M, gris pour EM-C). CB = Cap-Breton, LM = Moraine laurentienne, OLM = Moraine Laurentienne externe, WCBT=Western Cape Breton trough (d'après Leng et al., 2019).	45
Figure 17 : Cartes représentant l'ouverture progressive de l'estuaire du Saint-Laurent en plusieurs étapes. (À et B) Fin du DGM et juste après ; (C) ouverture du golfe au début du Bølling Allerød ; (D) accélération du drainage de la glace, début du fleuve de glace dans l'estuaire décrit comme fort et épais, à ce stade les Appalaches sont partiellement déconnectées du dôme du Québec-Labrador ; (E) fin du Bølling et début de l'Allerød et (F) déconnection totale du Dôme des Appalaches de celui du Québec Labrador et ouverture du Saint-Laurent jusqu'à Charlevoix, d'après Occhietti et al., 2022.	46
Figure 18 : Comparaison des profils longitudinaux de différents prismes de lignes d'ancrage Groenlandais (rouge), Antarctique (vert) et Canadiens (bleu) issus de différents articles scientifiques (Bart & Tulaczyk, 2020 ; Batchelor & Dowdeswell, 2015 ; Demet et al., 2019 ; Dowdeswell & Fugelli, 2012 et Lajeunesse et al., 2019).....	50
Figure 19 : Coupe d'un complexe regroupant plusieurs prismes de ligne d'ancrage empilés en Mer de Ross (Antarctique de l'est) représentée en (A) par les numéros 1 à 7. (B) Figure interprétative du glacier pendant le dépôt du prisme n°4 avant la rupture de la plateforme de glace. U_b est la vitesse de la glace d'équilibre à la ligne. (C) Figure interprétative du glacier pendant le dépôt du prisme n°7 avant la rupture de la plateforme de glace (d'après Bart et Tulaczyk, 2020).....	51

Figure 20 : Schéma simplifié illustrant le mécanisme de flexure et de rebond glacio-isostatique. (A) Représentation du couple inlandsis-lithosphère-asthénosphère avant la déflexion. (B) Flexure isostatique qui compense la charge glaciaire en s'affaissant, à l'inverse du bourrelet périphérique en marge qui s'élève. (C) Représentation de la fonte de l'inlandsis avant le rebond, ce dernier commence dès le début de la décroissance de la masse glaciaire. (D) La vitesse du rebond est conditionnée par la réponse viscoélastique du couple lithosphère/asthénosphère, tandis que le bourrelet périphérique s'effondre. Du fait de la viscosité de l'asthénosphère. Il y a une inertie dans le rebond. Il reste actif plusieurs milliers d'années après la disparition finale des glaces (d'après Allen, 1997 et modifié de Dietrich et al., 2015).....	52
Figure 21 : Chronologie de la chute du niveau marin relatif pour la ville de Québec ces derniers 21 000 ans (modifié Tarasov et al., 2012), la zone bleue représente la période passée sous l'inlandsis.....	52
Figure 22 : (a) Modèle prédictif du taux actuel de mouvement vertical de la croûte par réajustement isostatique pour le secteur d'Amérique du Nord (modèle ICE-6G_C) et localisation de la coupe A-A'. (b) Coupe du réajustement isostatique actuel calculé selon 3 modélisations distinctes de l'Inlandsis Laurentidien, passant par l'estuaire du Saint-Laurent (d'après Peltier et al., 2015).....	53
Figure 23 : Évolution du niveau relatif de la mer au cours des 10 000 dernières années, repris de Shaw et al., 2002, d'après Casse et al., 2017. La zone 1 avait un niveau marin relatif 120 m plus élevé à 10 000 ans cal. BP et diminue progressivement jusqu'à aujourd'hui ; la zone de transition (zones 1-2) avait un niveau marin plus élevé suivi d'un niveau marin relatif plus bas autour de 8 000 ans cal. BP, et d'une ré-augmentation progressive du niveau marin par la suite.....	55
Figure 24 : Carte de l'extension maximale des mers postglaciaires après le retrait des marges glaciaires. L'extension maximale de ces mers n'est pas synchrone, mais dépend de l'histoire de déglaciation. L'encadré rouge représente la zone d'étude (d'après Occhietti et al., 2004 pour l'extension des mers postglaciaires, inspiré de Dietrich et al., 2015).....	57
Figure 25 : Classification de taille des formes d'érosion glaciaires (Sugden & John, 1976)....	62
Figure 26 : Plancher rocheux strié (A) au Nord de Tadoussac et (B) à proximité de la coupe Pe située au sein du complexe sédimentaire de Pentecôte (localisation figure 95). L'orientation de l'écoulement glaciaire est indiquée par les flèches bleues.	64

Figure 27 : Plancher strié et poli – Saint-Paul du Nord. Le sens de l'écoulement glaciaire est indiqué par la flèche bleue avec la présence de stries.	65
Figure 28 : Nervures glaciaires (A) de Cantley, Québec (Martineau, 2002) et (B) de Rivière-Pentecôte.	66
Figure 29 : Broutures convexes et fractures de broutage – Secteur des dunes de Tadoussac. La flèche bleue indique le sens de l'écoulement glaciaire.	67
Figure 30 : Broutures vue en plan et en coupe représentant (A) une brouture concave et (B) une brouture convexe (d'après Krabbendam et al., 2017).	68
Figure 31 : Schéma de classification des formes P selon les 3 catégories d'alignement (d'après Kor et al., 1991, repris dans Benn et Evans, 2010).	69
Figure 32 : Exemple d'une forme P en virgule – Les Escoumins. Le sens de l'écoulement glaciaire est représenté par la flèche bleue.	69
Figure 33 : Schéma simplifié de représentation des marqueurs d'érosion surimposés aux roches moutonnées avec une vue (a) en plan, (b) en profil et (c) modèle stéréographique de la distribution. Les flèches bleues indiquent la direction de l'écoulement de la glace (Chorley et al, 1984, d'après Rastas & Seppälä, 1981, repris de Benn & Evans, 2010).	71
Figure 34 : Photos représentant (A) plusieurs dos de baleines pluridécamétriques (Baie-Comeau) et (B) une amorce de dos de baleine avec furrows montrant la réorganisation du flux glaciaire (Anse à Norbert). Les flèches bleues indiquent le sens de l'écoulement glaciaire. ...	72
Figure 35 : Représentation schématique du rocher profilé de Dionne (1984).	73
Figure 36 : Aperçu bathymétrique de la section aval du Fjord Saguenay (d'après Locat & Levesque, 2009).	73
Figure 37 : Géométrie du modèle d'arrachage de blocs du lit glaciaire, d'après Kamb (1987). Représentant en (A) la croissance d'une fissure verticale. (B) formation de cavités en l'absence de marches du plancher. Avec, h , la hauteur de la marche rocheuse et de la cavité alimentée par l'eau ; L , la longueur de la cavité remplie d'eau. Les variations de la pression de l'eau amplifient localement la contrainte d'ouverture de la fissure (d'après Zoet et al., 2013).	75
Figure 38 : Photographie aérienne décrivant des mégacannelures glaciaires de Kullerne (Est du Groenland) par Funder (1978), reprise de Newton (2018).	76
Figure 39 : Localisation des différents sites de mégacannelures décrits dans la littérature, modifié d'après Newton, 2018. Les cercles représentent les sites à mégacannelures formés	

lors de la dernière glaciation et les triangles représentent des sites formés lors d'anciennes glaciations pré-quaternaires.	77
Figure 40 : A, B, C : Agencement de morphologies surimposé sous le paléo-fleuve glaciaire Saginawe-Huron (Canada). Il se constitue en (1) de grands promontoires profilés, (2) de drumlins rocheux, (3) de mégaflutes et de cannelures puis (4) de stries (d'après Eyles, 2012).	79
Figure 41 : Mécanisme d'érosion sous-glaciaire par abrasion montrant la focalisation de débris sous-glaciaires dans les cannelures. Ce mécanisme est favorable aux lits glaciaires qui sont plus facilement abrasés qu'arrachés (d'après Krabbendam et al., 2016).....	83
Figure 42 : Mécanisme par arrachage latéral de blocs du lit glaciaire, selon lequel la topographie en marches d'escaliers est soumise à un arrachage latéral rapide, tandis que les replats ou les faibles pentes sont soumis à une abrasion plus lente (d'après Krabbendam et al., 2016).....	85
Figure 43 : Diagramme triangulaire des matériaux (A), des processus (B) et de l'efficacité (C) de l'érosion sous-glaciaire. BTZ signifie "zone de transport basal", ou tapis de débris sous-glaciaire. Les estimations de l'efficacité sont subjectives en termes de contributions relatives (L= faible, M= moyenne et H= élevée), d'après Snow et al., 1991.	85
Figure 44 : Schéma représentant le modèle d'érosion par un vortex d'eau de fonte sous-glaciaire (d'après Shaw et al., 2020).	86
Figure 45 : Carte de localisation des 5 zones à mégacannelures (cadres blancs) réparties le long de la Côte-Nord du Saint-Laurent. A : Tadoussac, B : Forestville, C : Baie-Comeau, D : Port-Cartier et E : Sault-Plat (Sept-Îles).	90
Figure 46 : (A,B,C) Profils topographiques longitudinaux de la zone d'étude localisant les zones de BGs (encadré bleu), les principaux systèmes sédimentaires côtiers (encadré jaune), les zones dominées par les formes P (encadré gris), et les principales rivières issues des grandes vallées structurales drainant le bouclier (lignes bleues et noms des rivières en bleu). (D) Deux caractéristiques des 1200 BGs identifiées : altimétrie moyenne en mètres (points bleus) et pente en degrés (points orange).....	92
Figure 47 : Profils topo-bathymétriques amont-aval de sites à mégacannelures représentatifs des 5 zones principales. La localisation des profils est indiquée dans les figures 48 à 65 ci-après.....	93

Figure 48 : Carte du secteur à BGs (traits bleus) de Saguenay, les secteurs étudiés (encadrés blancs) et des différents profils topo-bathymétriques de la zone (traits noirs).....	94
Figure 49 : Cartographie de synthèse du secteur de la Baie-des-Rochers localisant les BGs (traits bleus) et d'autres morphologies glaciaires. (A) Surface ondulée représentative des champs de BGs et, (B) Amorce d'une BGs sur la pente ascensionnelle amont du champ à BGs.	96
Figure 50 : Profil topographique de la BGs type tremplin de Pointe-au-Bouveau, la localisation du profil est représentée figure 51.	97
Figure 51 : Cartographie de synthèse du secteur de Pointe-au-Bouveau localisant les BGs (traits bleus). (A) Roche moutonnée surmontée de stries et formes P, (B) Vue d'une crête entre deux BGs aplatie (C) Variation du pendage et (D) Épaulement sur le flanc.	98
Figure 52 : Profil représentant les deux premiers ordres de la topographie de l'escarpement. Le premier ordre est numéroté en rouge de 1 à 3 et le second ordre reflétant les BGs est symbolisé par les traits bleus.	99
Figure 53 : Cartographie de synthèse du secteur des dunes de Tadoussac localisant les BGs (traits bleus). (A) BGs polies et striées (B) Arrachement le long d'une fracture transversale interrompant une crête de BGs et reprise par une demi-sichelwannen (formes en P), (C) Stries, gouges et broutures (D) formes en P tronquées par une surface à stries.....	100
Figure 54 : Carte du secteur à BGs (traits jaunes) de Forestville, les deux zones étudiées (encadrés blancs) et localisation des différents profils topo-bathymétriques de la zone (traits noirs).....	101
Figure 55 : Cartographie de synthèse du secteur de l'Île du cap Colombier localisant les BGs (traits bleus) et d'autres morphologies glaciaires. (A) Vue panoramique d'un champ de BGs, (B) Cannelures présentes dans les parties en aval des BGs et (C) plancher fracturé avec arrachage de blocs (dynamique côtière).	102
Figure 56 : Cartographie du secteur de l'Anse-à-Norbert localisant les BGs (traits bleus) et les autres morphologies glaciaires (stries, cannelures, broutures, formes en P).	103
Figure 57 : Panneau photos du secteur de l'Anse-à-Norbert représentant en : (A et D) BG dissymétrique avec formes en P dans la rainure (B) Vue drone d'un champ de BGs surtout visible proche du niveau marin, (C) Vue en amont de l'Anse-à-Norbert profilée et striée, (E) Amorce d'une cannelure en formes P et (F) Amorce d'un champ de BGs avec des stries divergentes.....	104

Figure 58 : Carte du secteur à BGs (traits bleus) de Baie-Comeau, les deux zones étudiées (C1 et C2, encadrés blancs), le zoom sur la Baie des Anglais (C0, encadré blanc) et des trois différents profils topo-bathymétriques de la zone (traits noirs).	105
Figure 59 : Carte du secteur large à BGs (traits bleu foncé) de la Baie-des-Anglais, la zone étudiée C1 (encadré noir), le prisme de ligne d’ancrage (traits bleu clair) et les moraines (traits rouges).	106
Figure 60 : Carte du secteur à BGs (traits bleus) du port de plaisance de Baie-Comeau.	107
Figure 61 : Troncature arrondie entre les deux champs à BGs amont/aval de pendages différents, avec une vue depuis le terrain (A) et avec une représentation 3D de données LiDAR (B).	108
Figure 62 : Carte du secteur à BGs (traits bleus) de la baie du Garde-feu et de l’anse de St-Pancrace.	109
Figure 63 : Photos des BGs de l’anse de St-Pancrace (A) dont celles sur paroi verticale (C,D) et de la baie du Garde-feu (B).	109
Figure 64 : Carte de la zone de Port-Cartier, des différents niveaux de prismes de lignes d’ancrage (traits bleus, Lajeunesse et al., 2019), et du profil topo-bathymétrique (trait noir).	110
Figure 65 : Carte de la zone de BGs de Sept-Îles et du profil topo-bathymétrique (trait noir), des linéations glaciaires (trait violet), du prisme de ligne d’ancrage (trait bleu clair) et du complexe morainique du lac d’Aigle (trait rouge).	111
Figure 66 : Cartographie de synthèse du secteur de Sault-plat localisant les BGs (traits bleus) et d’autres morphologies glaciaires. (A) Vue aval des BGs avec surimposition de cannelures (B) Vue amont des BGs reprises par le cours de la rivière de Sault-plat, surimposée de cannelures également.	112
Figure 67 : Profil représentant les deux premiers ordres de la topographie de l’escarpement. Le premier ordre numéroté en rouge de 1 à 4 avec une longueur d’onde comprise entre 50 et 100 m, et le second ordre avec la surimposition des BGs préférentiellement présentes sur les crêtes du premier ordre.	113
Figure 68 : Tableau récapitulatif des morphologies et observations de terrain des BGs de la Côte-Nord par zone et par secteur. +++ : très présent ; ++ : présent ; + peu présent ; ABS : absent ; NV : non vu.	114

Figure 69 : Modèle de formation des BGs du port de plaisance de Baie-Comeau à deux phases d’abrasion distinctes. (A) Scénario avec deux niveaux marins différents et (B) scénario de surge glaciaire avec un amincissement de l’épaisseur du glacier et mécanisme de flexure basale. Les zones de friction basale sont indiquées par un trait rouge épais..... 116

Figure 70 : Modèle explicatif de mise en place des épaulements sur les flancs de cannelures en deux phases abrasives (t_0 et t_1), soit (A) par surcreusement des cannelures existantes, soit (B) par rectification des crêtes de cannelures existantes. 117

Figure 71 : Image bathymétrique multifaisceaux de la fosse transversale de Malangsdjupet sur le plateau norvégien, montrant la zone de départ (onset zone, encadré bleu) avec un profil rétrogressif atteignant le plateau (image fournie par le projet MAREANO) repris de Dowdeswell et al., 2016. 118

Figure 72 : Carte représentant le contexte morainique au Québec (C), sur la Côte-Nord (B) et à proximité directe du CSP (A). Les moraines en traits violets sont issues des travaux de Occhietti et al., 2011, celles cartographiées lors de cette étude sont représentées en traits rouges. Les prismes de lignes d’ancrage (Lajeunesse et al., 2019) sont représentés en traits bleus et les limites des moraines délavées en traits marron. Quatre systèmes morainiques sont représentés en traits bleus épais. CN : Moraine de la Côte-Nord ; BT : Moraine de Baie-Trinité ; CSP : Complexe sédimentaire de Pentecôte, indiqué en orange. L’étoile rouge/jaune indique l’âge par datations cosmogéniques (Couette et al., 2024 en préparation, cf. tableau 2)..... 163

Figure 73 : Le complexe sédimentaire de Pentecôte (CSP ; zone orange) dans son contexte topographique (données LiDAR) et morainique. Ce dernier se compose successivement d’un prisme de lignes d’ancrage (traits bleus, en mer ; Lajeunesse et al., 2019), de diverses lignes morainiques continentales (traits rouges) et d’un petit système de moraines de récession (traits orange ; au SO de la carte). Les données bathymétriques dans le lac Pentecôte sont issues de Poiré et al. 2018..... 165

Figure 74 : Zoom de la carte de données brutes représentant la topographie sur et à proximité du CSP avec notamment les indices géomorphologiques bien visibles des terrasses fluvioglaciaires sur le toit du CSP. 166

Figure 75 : Cartes LiDAR (ombrage à gauche et interprétations à droite) représentant un système de moraines terminales (A,B) ; des moraines de poussées (C,D) et des moraines de récessions (E,F). Les cadres de localisation apparaissent sur la figure 73. 167

Figure 76 : Exemple d'un système de moraine terminale associée à un sandur, glacier de Werenskioldbreen, Svalbard (d'après Kasprzak et al., 2020).	168
Figure 77 : Cartes LiDAR montrant par les flèches en (A) le système de tombolo à 119 m d'altitude et (B) les deux terrasses à 140 m d'origine discutée. Les localisations sont indiquées figure 73.....	170
Figure 78 : Exemples d'indicateurs de niveau marin avec le petit estuaire en sortie d'un système fluvioglaciaire (terrasse T3) avec un niveau à 110 mètres (trait bleu) et le plus haut niveau marin fixé à 105 mètres (trait rouge) associé.	171
Figure 79 : Représentation des deux types de terrasses fluviales : emboîtées ou étagées (d'après Le Roux-Mallouf, 2016).....	172
Figure 80 : Carte interprétative des relations entre terrasses fluvioglaciaires au toit du CSP. Les lignes en pointillé représentent les surfaces de recoupement entre les différentes terrasses. Les flèches rouges indiquent les relations entre les systèmes morainiques et les terrasses T2 et T4. La flèche bleue indique l'association entre la terrasse T4 et le niveau marin à environ +105 m. La tourbière cache une partie des terrasses T3 et T4.....	173
Figure 81 : (A) Carte de localisation des profils topographiques (ligne jaune) et des terrasses (ligne bleue). (B) Profils de corrélation (ligne pointillée) montrant les 4 terrasses fluvioglaciaires identifiées sur le toit du CSP. (C) Profils topo-bathymétriques larges encadrant le CSP avec le profil topographique nord (ligne verte), sud (ligne rouge), centrale (ligne noire) avec les terrasses fluviales à l'amont du lac (T6 en ligne rose, T7 en ligne violette). Les flèches rouges indiquent les moraines et la flèche bleue indique le prisme de ligne d'ancrage.	174
Figure 82 : Système de vallées à contrefort (buttress valleys) d'après Holbrook et Bhattacharya, 2012.	175
Figure 83 : Localisation du système de plages soulevées à l'aval du CSP ; (B) un zoom montrant les plages soulevées les plus hautes associées en haut de plages aux dunes éoliennes ; (B, C, D) les flèches jaunes indiquent les dunes éoliennes en haut de plage, et les flèches orange indiquent plusieurs des différents niveaux de plages soulevées ; (E) coupes montrant la position des plages soulevées (le dernier lit frontal deltaïque) et la zone verte montrant les dunes de hautes plages.....	176
Figure 84 : (A) Photographie aérienne d'un système de kettles et terrasses de kame, système de piedmont, Est Mýrdalsjökull, Islande, d'après Evans et al., 2018 (B) Imagerie LiDAR du système de pitted outwash au toit du CSP. Les kettles sont indiquées par les flèches jaunes.	

(C) Interprétation du positionnement de la dernière réavancée de la marge glaciaire, associée à la terrasse glaciofluviale T4 (en vert). Réalisation (B,C) : C. Brionne (2024)..... 177

Figure 85 : (A) Affleurement situé à l’amont de la rivière Du Pont, la flèche noire indique la position de la coupe C et de l’emplacement des coquilles retrouvées. (B) Zoom de la coquille échantillon RP-06. (C) Coupe sédimentaire de l’emplacement des coquilles RP-09, avec la présence d’argile massive et argile laminée. (D) Zoom des coquilles échantillon RP-09..... 178

Figure 86 : Affleurement de la rivière Pentecôte d’où sont issus les échantillons, la flèche noire indique la position des coquilles et de la photo (B,D), coquilles dans une matrice grossière et (C) coquille Unionidae avant processus de datation. 180

Figure 87 : Carte de synthèse géomorphologique du complexe sédimentaire de Pentecôte. Les âges sont repris des tableaux 2 (âges cosmogéniques) et 4 (âges radiocarbones) de ce chapitre. 182

Figure 88 : Carte d’interprétation des 12 différentes générations de systèmes morainiques. 183

Figure 89 : Diagramme de champs de stabilité pour les formes de lit subaquatiques (d’après Stow, 2005 repris de Covault et al., 2017). Les cyclic-steps représentent la catégorie avec des vitesses d’écoulement rapide (>3 m/s) et une granulométrie hétérogène. 188

Figure 90 : (A) Représentation de la phase érosive d’un courant de turbidité supercritique haute densité marquée par la migration des faces aval (lee-side) vers l’amont, (B) Phase d’aggradation de courants de turbidité de courte durée. Les pseudo-lits frontaux sont représentés par les lignes pointillées bleues (C) Schéma 3D d’un système de cyclic-steps montrant comment se développent des pseudo-chenaux sur une coupe transverse au courant (à gauche) et des pseudo lits frontaux sur une coupe parallèle au courant (à droite). La surface supérieure, issue d’un relevé bathymétrique haute résolution montre les zones d’accrétion en vert (stoss-side) et les zones érosives en jaune orange (lee-side) lorsqu’à lieu un écoulement de dynamique cyclic-steps sur le front de delta (d’après Ghienne et al., 2021). 189

Figure 91 : (A) Imagerie satellite du fjord Paddle et son sandur d'alimentation ainsi que les différents glaciers l'alimentant en amont et séparés par un système fluvioglacière intermédiaire. (B) Carte bathymétrique du front de delta jusqu’au prodelta montrant les chenaux de courant de turbidité et les cyclic-steps associées (d’après Normandeau et al., 2023)..... 190

Figure 92 : Coupe rayon X de (A) laminites glaciomarines de sédiments fins produites par alternance de panaches d'eau de fonte et de débris délestés par les icebergs, Scoresby Sund, Est du Groenland (d'après Ô Cofaigh et Dowdeswell, 2001). (B,C) rythmites laminées à lithofaciès de sédiments fins, à Kveithola, marge ouest de la mer de Barents (d'après Rùther et al., 2012).....	191
Figure 93 : (a) Pics bimensuels d'apports en taux de fonte basale et (b) fluctuations de marées associées au front du glacier Peterman, au Groenland (Washam et al., 2020).	192
Figure 94 : Exemples d'assemblages de plumites. (A, B) Couple de siltstone/mudstone, Castigaleu, sud Pyrénées. (C) Plumites associées à des rides affamée (starved ripples), Maceiò, Brésil (d'après Mutti, 2019).	193
Figure 95 : Distribution des affleurements étudiés sur le CSP. Les logs sédimentaires principaux (étoiles jaune rouge) et secondaires (étoiles vert-bleu) sont localisés, sur les rives des rivières Pentecôte (P1, P2, ..., P7) et Du Pont (Pb, Pc, Pd, Pe). Des affleurements complémentaires (ronds jaune rouge) ont été étudiés : (A) terrasse à 140m, (B) système de poussée glaciaire, (C) carrière Berger, (D, E) systèmes glaciolacustres, respectivement l'affleurement sous les lignes haute tension à 200m d'altitude et à proximité de la ravine à 250 m d'altitude.	195
Figure 96 : Logs principaux du complexe sédimentaire de Pentecôte. De l'amont à l'aval de la rivière Pentecôte : P6/P7, P3 et P1. Pc provient d'un affleurement de rivière Du Pont, dont la position par projection s'insère en P3 et P1 (cf. figure 95).	197
Figure 97 : Logs secondaires du complexe sédimentaire de Pentecôte. Si la suite P8 à P2 reflète une évolution amont-aval, la suite Pa à Pe représente une variation essentiellement latérale de la succession du CSP sur un segment relativement aval.	198
Figure 98 : Modèles 3D des huit affleurements reconstruits. Sur P1 et P5 sont indiquées en rouge les positions des coquilles datées (respectivement par Dietrich et al., 2017a et en 2021).....	201
Figure 99 : Vue panoramique de l'affleurement P1. (A) Image seule ; (B) localisation des troncatures stratigraphiques (points rouges) et (C) interprétation des pseudo-chenaux (trait rouge) et stratification de cyclic-steps (trait bleu).....	202
Figure 100 : Surface érosive du chenal conglomératique vers 45-50 d'altitude dans P3 (A) de face, (B) de profil. La flèche bleue indique direction axiale de l'écoulement inféré.	203

Figure 101 : Modèle 3D de l’affleurement P3 avec le chenal représenté en ligne rouge, vu depuis son versant SE (A) et NO (B). La flèche bleue indique direction axiale de l’écoulement inférée.	204
Figure 102 : (A,B) Lit frontal dans l’affleurement P5. (A et B) Vues perpendiculaires, respectivement vers le NW et vers le SE et (C) reconstruction du plan correspondant ayant permis le calcul de la pente et de la direction du lit frontal.	205
Figure 103 : Pseudo-foresets de cyclic-steps. Affleurements (A) Pc, (B) Pb, (C), (D) Pa et (E) modèle 3D de P3 illustrant les pseudo-foresets en traits jaunes dans les deux encadrés. Le détail encadré en rouge montre les cyclic-steps vues en coupe essentiellement transverse et celui en vert une vue essentiellement longitudinale, la combinaison des deux donnant une orientation de l’écoulement du système à cyclic-steps vers N24 (cf. figure 104). Les pseudo-lits frontaux sont représentés en traits rouges et la stratigraphie en bancs en traits bleus.	207
Figure 104 : Représentation des orientations de dépôt à partir des géométries sédimentaires (flèches noires), et les orientations de quelques assemblages (flèches rouges) : rides (P8) et imbrications de blocs (F).	208
Figure 105 : Représentation des différents systèmes de dépôts en contexte margino-glaciaire (d’après Lønne, 1995). (A) Cône d’épandage sous-marin (outwash fan), (B) Ice-contact delta et (C) delta glaciofluvial.	210
Figure 106 : Faciès glaciomarins distaux (a,b) en base de coupe Pc ; (c) ceux de Pe en base de coupe et (d) le bloc délesté en base de coupe Pe.	211
Figure 107 : Faciès représentatifs glaciomarins proximaux de la coupe P6.	212
Figure 108 : Dépôts gravitaires dans le CSP. (a) chenal à remplissage conglomératique (trait rouge ; voir aussi figure 101) ; (b et e) banc massif sablo-argileux avec inclusion de blocs silto-argileux, (c) déformation par figure de charge et (d) faciès massif sableux à lentille sablo-argileuse.	213
Figure 109 : Faciès à cyclic-steps. (a,c) en coupe parallèle au paléoécoulement et (b) perpendiculairement à l’écoulement. Les pseudo-chenaux principaux sont indiqués en trait rouge et les pseudo-lits frontaux principaux en trait bleu.	214
Figure 110 : Figures de charge dans les faciès à cyclic-steps. (A,B) Figures de charge plurimétriques dans la section haute de l’affleurement P3 ; et (C) flammes plurimétriques en sommet de coupe P3.	215

Figure 111 : Faciès fluvio-glaciaires de sables fins/moyens à sablo-argileux identifiés dans P3 (a, b), dans P8 (c, d) et dans la carrière de Crique-Pagé.	216
Figure 112 : Faciès de rythmites du CSP. (a,b) les couplets sable-argile en association de cycles de 14 ou de 28 couplets ; (c,d) couplets présentant un double drapage silteux.	218
Figure 113 : Modèle de formation des doublets argileux dans les dépôts de cyclic-steps de Pa (figure 112 d). (A) Modulation du signal tidal enregistré à Port-Cartier sur 9 jours - janvier 2024. (B) Assemblages de deux couplets de doublets argileux construits par étapes successives (C) : (a) dépôt argileux lors de la plus haute marée journalière, (b) dépôt sableux centimétrique associé à la plus basse marée journalière, (c) dépôt argileux lié à la seconde marée haute journalière, mais de moindre amplitude et (d) liseré sableux enregistrant la seconde marée basse journalière de moindre amplitude. Les flèches vertes indiquent l'intensité de l'écoulement résultant d'une interaction entre le flux fluvio-glaciaire ici considéré stable (flèches jaunes) et les courants de marée (flèches orange).	219
Figure 114 : Carotte sédimentaire PC15-04B-P du Lac Pentecôte. (Poiré et al., 2018). Cet enregistrement, d'un peu moins de 2 m d'épaisseur, montre la transition entre les sédiments glaciomarins/glaciolacustres et para- postglaciaires, intervenue peu avant 8 100 ans cal. BP.	221
Figure 115 : : Faciès de plages au sommet des coupes de la partie aval du CSP. (a) au sommet de P1 ; (b) dans la carrière sableuse des Tourbières Berger, où ils reposent de manière abrupte sur les faciès deltaïques distaux ; (c) au sommet de Pc.	222
Figure 116 : Faciès de la terrasse située en rive nord du lac Pentecôte à 140 m d'altitude.	224
Figure 117 : Faciès glaciolacustres (a, b, c) localisés en bordure de route à proximité des lignes haute tension à 200m d'altitude et (c, d, f) ou aux abords d'une ravine surplombée par un front morainique à 250 m d'altitude.....	225
Figure 118 : Faille inverse localisée dans des faciès de lits frontaux deltaïques. Etant donné la position de l'affleurement à proximité d'une moraine, cette structure marque une réavancée de la marge glaciaire	226
Figure 119 : Modèle 3D de remplissage du CSP décrit selon les 11 étapes numérotées de A à J. Le profil longitudinal passe par le cours de la rivière Pentecôte et le profil transversal par le cours de la rivière Du Pont. Les unités définies sous le lac Pentecôte par Poiré et al. (2018) U1 : substratum rocheux, U2 : sédiments pré-déglaciation, U3 : sédiments	

glaciomarins/glaciolacustres et U4 : sédiments paraglaciale et postglaciaires et sédiments fluviaux.	232
Figure 120 : Vers 10 600 ans cal. BP, après le retrait depuis le prisme de ligne d’ancrage en mer, 1 ^{ère} étape de stabilisation de la marge glaciaire dans le secteur de Pentecôte. En bleu sombre, le domaine marin, en bleu gris, l’inlandsis à sa position le long de la moraine 1 dont le tracé vers le NE n’a pas été préservé à la suite des réavancées postérieures ; début de mise en place de l’outwash fan composé de faciès sableux (zone jaune orangé et flèches jaunes), et faciès glaciomarins distaux (Pc et Pe) alimentés par des panaches turbides (flèches violette).	234
Figure 121 : Vers 10 400 ans cal. BP, 2 ^{ème} stabilisation de la marge signant une réavancée générale de la marge glaciaire. En bleu sombre, le domaine marin, en bleu gris, l’inlandsis à sa position le long de la moraine 2 dont le tracé chevauche en grande partie la moraine 1. Cette réavancée est accompagnée de la mise en place d’un paléo-lac à 248m (terrasse glaciolacustre en rose) et d’un système fluvioglaciaire alimentant le système T1 (flèche et zone verte). Il constitue l’apport latéral (SO) de la dynamique de remplissage du CSP. La flèche violette indique l’apport de nuages turbides dans Pe. GL : Grounding line.	235
Figure 122 : Vers 10 100 ans cal. BP, retrait généralisé de la marge glaciaire. Les systèmes glaciolacustres (flèche et zone roses) et fluvioglaciaire (flèche et zone vertes) du haut-plateau sont conservés. L’enregistrement sédimentaire constitue la partie inférieure de la coupe P3.	236
Figure 123 : Vers 9 600 ans cal. BP, réavancée de la marge glaciaire (moraine 3) associée à la seconde et dernière réavancée pour le système fluvioglaciaire de Crique-Pagé. Cette réavancée est enregistrée par les cyclic-steps terminales de P3 et celles de Pa, ainsi que les conglomérats fluvioglaciaires localisés dans la carrière de Crique-Pagé. Établissement de la terrasse glaciolacustre à 247m. Les cyclic-steps de P7 montrent que l’outwash fan dans l’axe de Pentecôte poursuit sa progradation.	237
Figure 124 : Vers 9 400 ans cal. BP, retrait généralisé de la marge glaciaire et réavancée locale à l’aval du lac Pentecôte sur les sédiments précédemment déposés Mise en place d’un sandur delta en sortie du système morainique. Les dépôts associés sont des cyclic-steps sablo-argileuse dans les coupes Pc et Pd (figure 119).	238
Figure 125 : Vers 9 400 ans cal. BP, retrait généralisé (moraine n° 5) et maintien localisé de la marge glaciaire au contact du sandur. Les dépôts associés sont des cyclic-steps sablo-	

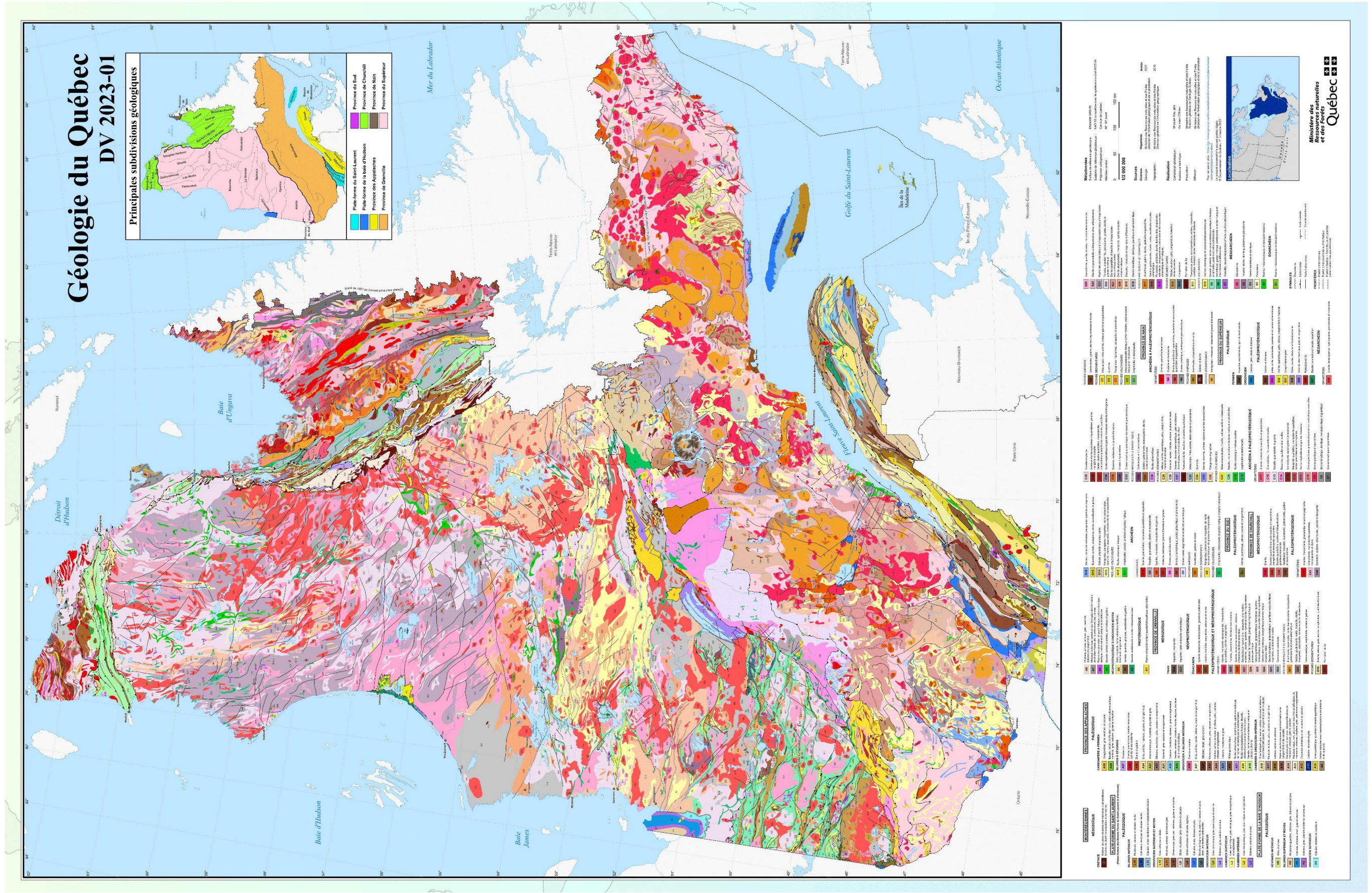
argileuses dans les coupes Pc et Pd (figure 119). Mise en place d'un lac perché à 330 m par barrage de la marge glaciaire ; la terrasse glaciolacustre est indiquée en zone violette.....	239
Figure 126 : Vers 9 400 ans cal. BP, léger retrait généralisé (moraine n° 6) et maintien localisé de la marge glaciaire au contact du sandur. Les dépôts associés sont des cyclic-steps sablo-argileuses dans les coupes Pc et Pd (figure 119). Fin de la construction de la terrasse glaciolacustre (zone violette) perchée à 330m associée au lac par barrage de la marge glaciaire.	239
Figure 127 : Vers 9 300 ans cal. BP, retrait généralisé de la marge glaciaire (moraine 7) marqué par la mise en place de la terrasse T3, les dépôts associés sont représentés par des dépôts de cyclic-steps sableuses (Pb et Pc), et à dominance sablo-argileuse dans les coupes Pc et Pd (figure 119).....	240
Figure 128 : Vers 9 200 ans cal. BP, retrait généralisé de la marge glaciaire hormis localement une dernière réavancée de la marge dans le CSP, associé à la mise en place de la terrasse T4 (fixant géomorphologiquement un niveau marin relatif à environ +105m). Cette étape caractérise également le dépôt de la terrasse à 140m (zone rose pâle) barrée en partie par la marge glaciaire.....	241
Figure 129 : Vers 9 000 ans cal. BP, l'interprétation du 9ème système morainique signe l'abandon du CSP, l'avulsion de la rivière Pentecôte (terrasse T5, marron). Cette étape enregistre également la construction de la seconde terrasse perchée à 140 m (les deux déversoirs à 140 m sont indiqués par les deux rivières figurées en trait bleu sur la carte. L'alimentation des sédiments proglaciaires se fait désormais dans le lac Pentecôte (flèche jaune).....	242
Figure 130 : Vers 8 800 ans cal. BP, stabilisation de la marge glaciaire à sa dixième position de retrait, la chute du NMR entraîne l'encaissement progressif de la rivière Pentecôte.	243
Figure 131 : Carte géomorphologique de synthèse représentant l'interprétation du CSP et les systèmes morainiques alentour.....	244
Figure 132 : Stabilité de l'emplacement des lignes de décollement des marges glaciaires sur une topographie ondulée. Les ronds verts représentent des conditions de stabilité et les ronds bleus des conditions d'instabilité (d'après Sergienko & Wingham, 2020).....	245
Figure 133 : Profils d'empilement des complexes sédimentaires sur la Côte-Nord du Saint-Laurent (a) Portneuf, (b) Sept-Îles selon les différentes étapes de dépôts (d'après Dietrich et al., 2019).....	249

Figure 134 : Reconstruction de l'histoire du dépôt de la moraine de Mona, sud Norvège (d'après Lønne et al., 2001).	252
Figure 135 : Modèle numérique de terrain de la zone 2, montrant le développement de systèmes de sandurs avec leurs chenaux associés, localisés sur la paléomarge Salpausselkä II, sud Finlande (d'après Kurjanski et al., 2021).	253
Figure 136 : Représentation du profil régional de retrait de la marge du LIS au Québec oriental, avec une courbe de retrait basse fréquence (ligne pointillée bleu foncé), de fréquence intermédiaire (ligne pointillée bleu clair) et de haute fréquence (ligne verte dans l'encart). Le profil topographique actuel associé est représenté en ligne rouge. Une courbe de variation du NMR (ligne noire) pour Sept-Îles entre 13 000 ans cal. BP et 8 000 ans cal. BP, cette courbe NMR est reprise des travaux de Dietrich (2015). Mc : Manicouagan, CN : Côte-Nord, CSP : complexe sédimentaire de Pentecôte, ML : moraine laurentienne, PC : plateforme continentale, PB : Préboréal, DR : Dryas Récent, BA : Bölling-Alleröd, BGs : Bedrock grooves (mégacannelures), et GZW : grounding zone wedge (prisme de ligne d'ancrage).....	262

TABLE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Exemples de données en entrée et de temps de calcul de modélisation 3D sur le logiciel Agisoft Metashape.	24
Tableau 2 : Tableau récapitulatif des 5 différents échantillons de datations cosmogéniques prélevées à proximité du CSP (la localisation est représentée par l'étoile rouge/jaune – figure 72). Les âges LSDn sont exprimés en années cal. BP (Couette et al., 2024 en préparation). Cet âge est représentatif de la moraine qui sera numérotée 4 sur la figure 87 (voir ci-dessous, section 2.8).....	164
Tableau 3 : Systèmes de moraines de récession et taux de retraits associées d'après quelques exemples de la littérature.	169
Tableau 4 : Tableau récapitulatif des datations carbone 14 du CSP, séparées en âges bruts et calibrés, puis moyennés selon les 2 sites datés lors de cet étude.....	179
Tableau 5 : Récapitulatif des principaux types de laminites et des certaines références associées.....	190
Tableau 6 : Récapitulatif des indices géomorphologiques et stratigraphiques laissés par le retrait du glacier au niveau du CSP ou sur le haut-plateau selon des fréquences croissantes.	259

ANNEXES



Annexe 1 Carte géologique du Québec dans sa version la plus récente de janvier 2023

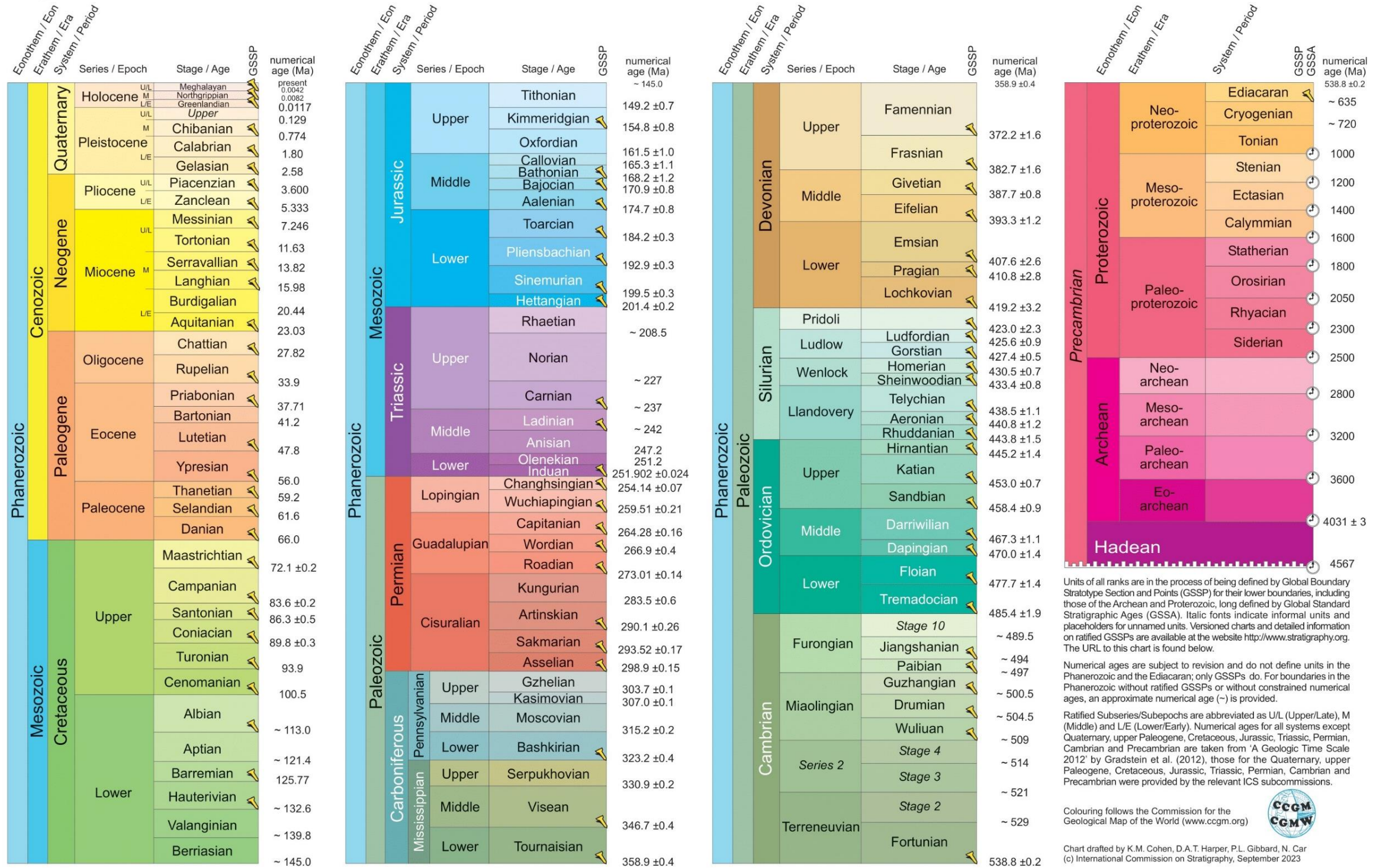


INTERNATIONAL CHRONOSTRATIGRAPHIC CHART

www.stratigraphy.org

International Commission on Stratigraphy

v 2023/09



Units of all ranks are in the process of being defined by Global Boundary Stratotype Section and Points (GSSP) for their lower boundaries, including those of the Archean and Proterozoic, long defined by Global Standard Stratigraphic Ages (GSSA). Italic fonts indicate informal units and placeholders for unnamed units. Versioned charts and detailed information on ratified GSSPs are available at the website <http://www.stratigraphy.org>. The URL to this chart is found below.

Numerical ages are subject to revision and do not define units in the Phanerozoic and the Ediacaran; only GSSPs do. For boundaries in the Phanerozoic without ratified GSSPs or without constrained numerical ages, an approximate numerical age (~) is provided.

Ratified Subseries/Subepochs are abbreviated as U/L (Upper/Late), M (Middle) and L/E (Lower/Early). Numerical ages for all systems except Quaternary, upper Paleogene, Cretaceous, Jurassic, Triassic, Permian, Cambrian and Precambrian are taken from 'A Geologic Time Scale 2012' by Gradstein et al. (2012), those for the Quaternary, upper Paleogene, Cretaceous, Jurassic, Triassic, Permian, Cambrian and Precambrian were provided by the relevant ICS subcommissions.

Colouring follows the Commission for the Geological Map of the World (www.ccgw.org)



Chart drafted by K.M. Cohen, D.A.T. Harper, P.L. Gibbard, N. Car (c) International Commission on Stratigraphy, September 2023

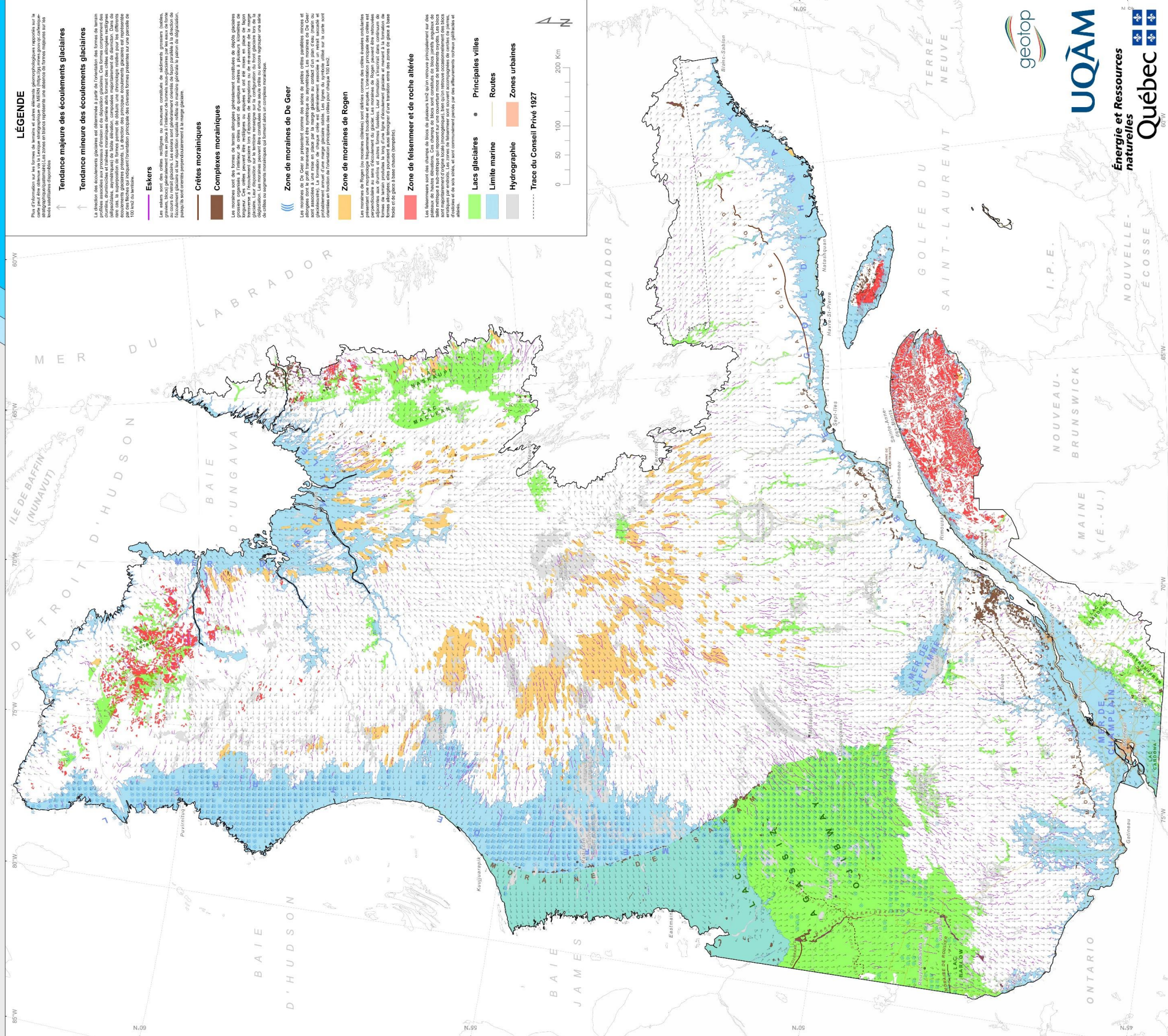
To cite: Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. & Fan, J.-X. (2013; updated) The ICS International Chronostratigraphic Chart. Episodes 36: 199-204.

URL: <http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2023-09.pdf>

Annexe 2 La charte chronostratigraphique internationale, dans sa version la plus récente de septembre 2023

CARTE GLACIAIRE DU QUÉBEC

1:2 000 000



Réalisation
 Etienne Brouard, Université de Québec à Montréal, GEOTOP
 Hugo Dubé-Loubert, Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles
 Martin Roy, Université de Québec à Montréal, GEOTOP

Oliver Lamarche, Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles
 Simon Hébert, Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles

Note: Le présent document n'a aucune portée légale
 © Gouvernement du Québec, 2022

Signatures morphosédimentaires de la dynamique juxta-glaciaire à la transition de fronts glaciaires marins à terrestres: le cas de la Côte-Nord du Québec (estuaire et golfe du St-Laurent)

Résumé

Cette thèse combine une double approche géomorphologique et sédimentologique associée à l'utilisation de données LiDAR, bathymétriques, photogrammétrie drone et de datations radiocarbone. Elle a permis de reconstituer les paléos dynamiques glaciaires en contexte de déglaciation pour l'Inlandsis Laurentidien depuis le dernier maximum glaciaire, il y a environ 20 000 ans, et plus précisément au passage d'une marge glaciaire ancrée en mer à une marge glaciaire continentale. Deux études ont été menées conjointement, soit : (1) la cartographie, la synthèse et la proposition d'un modèle concernant les mégacannelures de la Côte-Nord du Saint-Laurent, une première pour ces morphologies et (2) la reconstruction de l'enregistrement géomorphologique et morphosédimentaire du complexe sédimentaire de Pentecôte, mimant précisément cette transition. D'une manière générale, cette thèse démontre l'importance de l'héritage structural et de la physiographie du plancher au marge glaciaire dans la reconstruction de la dynamique glaciaire de retrait de la marge du LIS oriental.

Mots-clés : Inlandsis Laurentidien, déglaciation, transition marine à continentale, géomorphologie, sédimentologie, LiDAR, photogrammétrie, datations C14, Côte-Nord du Saint-Laurent, Québec

Résumé en anglais

This thesis combines a dual geomorphological and sedimentological approach with the use of LiDAR data, bathymetry, drone photogrammetry and radiocarbon dating. It has enabled us to reconstruct the glacial paleodynamics in a deglaciation context for the Laurentide ice sheet since the last glacial maximum, around 20,000 years ago, and more specifically during the transition from an ice margin anchored at sea to a continental ice margin: (1) mapping, synthesising and proposing a model for the megagrooves of the North Shore of the St Lawrence, a first study for these morphologies, and (2) reconstructing the geomorphological and morphosedimentary record of the Pentecôte sedimentary complex, which precisely represents this transition. Overall, this thesis demonstrates the importance of the structural heritage and physiography of the floor at the glacial margin in the reconstruction of the glacial retreat dynamics of the eastern LIS margin.

Keywords : Laurentide Ice Sheet, deglaciation, marine to continental transition, geomorphology, sedimentology, LiDAR, photogrammetry, C14 dating, North Shore of the St. Lawrence, Quebec