

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

CHRONOLOGIE ET ÉTENDUE DE L'INCURSION DE LA MER D'IBERVILLE
SUR LA CÔTE OUEST DE LA BAIE D'UNGAVA : IMPLICATIONS POUR
LES MODÈLES DE DÉGLACIATION DE L'INLANDSIS LAURENTIDIEN

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

CLAUDIE LEFEBVRE-FORTIER

SEPTEMBRE 2020

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.10-2015). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je souhaite tout d'abord remercier M. Martin Roy, directeur de recherche, pour m'avoir offert l'opportunité de réaliser ce projet de maîtrise. Merci pour la confiance, la patience et le support académique au cours de la réalisation de ce mémoire.

Merci à Hugo Dubé-Loubert et Etienne Brouard pour leur aide précieuse et leurs connaissances enrichissantes, ainsi qu'à Marc-Antoine Lévesque pour la contribution aux travaux de terrain. J'aimerais remercier également Laura Démarets, Crystal Brochard, Iyse Randour et Thierry Noiret pour l'écoute et l'appui tout au long de ces deux années de recherche. Un merci tout spécial à ma mère Lucie Lefebvre, pour sa disponibilité et son aide généreuse dans l'ensemble de mes projets.

Thank you to Joerg Schaefer, Jean Hanley and Roseanne Schwartz for welcoming me at the Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia University. Thank you for your time and your support, which was a precious help for the realization of this project, as well as a rewarding academic experience.

DÉDICACE

À ma mère Lucie, pour ton soutien au
quotidien, sans quoi ce travail de recherche
n'aurait pas été possible.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	VII
LISTE DES TABLEAUX.....	IX
LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES	X
RÉSUMÉ	XII
INTRODUCTION	1
CHAPITRE I	
CADRES PHYSIOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE.....	7
1.1 Localisation et aspects géographiques.....	7
1.2 Physiographie et géologie du socle rocheux.....	9
1.3 Contexte général de la dernière glaciation.....	11
1.4 Travaux antérieurs sur la péninsule d'Ungava	12
1.4.1 Ensembles géomorphologiques au sud de la baie d'Ungava	12
1.4.2 Ensembles géomorphologiques sur la péninsule d'Ungava	14
1.4.3 Formation des grands lacs glaciaires et incursion des mers postglaciaires	17
1.4.4 Étendue de la limite marine maximale.....	18
1.4.5 Chronologie de la déglaciation de la péninsule d'Ungava	20
CHAPITRE II	
CHRONOLOGIE ET ÉTENDUE DE L'INCURSION DE LA MER D'IBERVILLE SUR LA CÔTE OUEST DE LA BAIE D'UNGAVA : IMPLICATIONS POUR LES MODÈLES DE DÉGLACIATION DE L'INLANDSIS LAURENTIDIEN.....	24
2.1 Introduction	27
2.2 Cadres physiographique et paléogéographique de la péninsule d'Ungava.....	30
2.2.1 Physiographie et géologie	30
2.2.2 Déglaciation régionale.....	32
2.2.3 Chronologie de la déglaciation.....	33

2.2.4	Étendue de la limite marine maximale.....	35
2.3	Méthodologie..... TABLE DES MATIÈRES	36
2.3.1	Cartographie et reconstruction des gradients glacio-isostatiques.....	36
2.3.2	Reconstruction de la paléosurface et de l'incursion marine maximale	38
2.3.3	Géochronologie	38
2.4	Résultats.....	43
2.4.1	Caractéristiques des formes marines cartographiées.....	43
2.4.2	Élévation des formes de terrain.....	47
2.4.3	Reconstruction de la limite marine maximale.....	51
2.4.4	Géochronologie	53
2.5	Discussion.....	55
2.5.1	Élévation des formes de terrain.....	55
2.5.2	Déglaciation de l'axe nord-sud	56
2.5.3	Déglaciation de l'axe est-ouest	57
2.5.4	Étendue de la limite marine maximale.....	59
2.5.5	Cadre chronologique dérivé des âges ¹⁰ Be.....	60
2.6	Conclusion.....	62
2.7	Remerciements	64
2.8	Références	65
	CONCLUSION.....	71
	ANNEXE A	
	RECENSEMENT DES DATATIONS AU RADIOCARBONE ASSOCIÉES À LA	
	DÉGLACIATION DE LA CÔTE OUEST DE LA BAIE D'UNGAVA ET DU	
	DÉTROIT D'HUDSON.....	75
	ANNEXE B	
	RECENSEMENT ET DISTRIBUTION DES ÂGES RADIOCARBONES	
	ASSOCIÉS À LA LIMITE MARINE MAXIMALE SUR LA CÔTE OUEST DE LA	
	BAIE D'UNGAVA.....	76
	ANNEXE C	
	RÉSOLUTION DES FEUILLETS SNRC COUVERTS PAR LA CARTOGRAPHIE	
	DES FORMES DE TERRAIN ASSOCIÉES À L'INCURSION DE LA MER	
	D'IBERVILLE.....	77

ANNEXE D	
LOCALISATION DES SITES CARTOGRAPHIÉS SUR LES TROIS TRANSECTS	
.....	78
ANNEXE E	
ÉLÉVATIONS DES FORMES MARINES MESURÉES SUR LE TERRAIN AU	
GPS DIFFÉRENTIEL.....	80
ANNEXE F	
INFORMATIONS RELATIVES AUX SITES ET AUX ÉCHANTILLONS POUR	
LA DATATION AU ^{10}Be	85
ANNEXE G	
CALCULS DE LA CONCENTRATION EN NUCLÉIDES DE ^{10}Be	86
ANNEXE H	
CALCULS POUR LA CORRECTION D'ÉLÉVATION DES SITES DE	
DATATION EN FONCTION DU RELÈVEMENT GLACIO-ISOSTATIQUE.....	87
ANNEXE I	
DONNÉES UTILISÉES POUR LE CALCUL DES ÂGES SELON LE	
CALCULATEUR EN LIGNE CRONUS EARTH VERSION 3	89
BIBLIOGRAPHIE	91

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
Figure 1 (A) Reconstruction schématique de l'Inlandsis Laurentidien (<i>Laurentide Ice Sheet</i> ; LIS) au maximum glaciaire (modifiée de Dyke et Prest, 1987). (B) Linéations glaciaires (lignes noires) et incursions marines postglaciaires (bleu) suivant la déglaciation de la péninsule d'Ungava (modifiée de Prest <i>et al.</i> , 1968).....	3
Figure 1.1 Réseau hydrographique et orographie de la péninsule d'Ungava.....	8
Figure 1.2 Provinces géologiques et régions physiographiques du nord du Québec (modifiée de Hébert et Roy, 2018).	10
Figure 1.3 Deux grands ensembles géomorphologiques du nord du Québec composés de linéations glaciaires (drumlins, crag-and-tails; lignes noires) et d'eskers (lignes rouges), dont la rencontre forme une zone arquée appelée le <i>Horseshoe Unconformity</i> (modifiée de Dubé-Loubert et Roy, 2017)	13
Figure 1.4 Distribution des grands ensembles géomorphologiques de la péninsule d'Ungava (modifiée de Gray et Lauriol, 1985; Dubé-Loubert, 2018).....	16
Figure 1.5 (A) Carte schématique montrant les lacs glaciaires (noirs) du secteur du Québec-Labrador (SQL) et d'autres vestiges de l'Inlandsis Laurentidien à la fin de la déglaciation (~ 10 cal ka BP ; modifiée de Dyke, 2004). (B) Localisation des lacs de barrage glaciaire dans le nord du Québec lors de la dernière déglaciation : 1) Lac Nantais ; 2) Lac Payne ; 3) Lac Minto ; 4) Lac à l'Eau-Claire ; 5) Lac Mélèzes ; 6) Lac Caniapiscau ; 7) Lac McLean ; 8) Lac Naskaupi, a : bassin du lac Indian House, b : bassin des collines Pyramid ; 9) Lac Ford ; 10) Lac Koroc (tirée de Dubé-Loubert et Roy, 2018).....	18
Figure 1.6 Chronologie de la déglaciation sur la péninsule d'Ungava (tirée de Lauriol et Gray, 1987).	21
Figure 2.1 (A) Reconstruction schématique de l'Inlandsis Laurentidien (<i>Laurentide Ice Sheet</i> ; LIS) au maximum glaciaire (modifiée de Dyke et Prest, 1987). (B) Incursions marines postglaciaires (bleu) suivant la déglaciation de la péninsule d'Ungava (modifiée de Prest <i>et al.</i> , 1968). Extension de la LIS à 7 ka BP (C) et à 6,5 ka BP (D) (modifiée de Dyke, 2004).	27

- Figure 2.2 (A) Localisation de la zone d'étude. (B) Topographie et hydrographie du territoire. Localisation des lacs glaciaires; (1) Lac Nantais (2) Lac Klotz (3) Lac Payne (4) Lac Minto (lacs modifiés de Dubé-Loubert *et al.*, 2018). Les cercles oranges et rouges indiquent les sites où des formes marines ont été cartographiées et mesurées sur le terrain ; les triangles jaunes correspondent aux sites datés par la méthode d'exposition de surface (^{10}Be) et le losange vert représente la jonction du ruisseau Ptarmigan. 31
- Figure 2.3 Processus de formation d'une limite de délavage et exposition des surfaces délavées aux rayons cosmiques (modifiée de Godbout *et al.*, 2017). 39
- Figure 2.4 Exemples de formes cartographiées par images satellitaires (colonne gauche) et sur le terrain (colonne droite). On observe: (1) des limites de délavage (roc mis à nu); (2) des terrasses (présentes sous le roc délavé); (3) des deltas; et (4) des gradins d'érosion (accumulations de sables et graviers au pied des formes fuselées). 45
- Figure 2.5 Graphiques de l'élévation de la limite marine en fonction de la distance sur chacun des trois transects, relativement à la surface actuelle et à la paléosurface de 7 ka BP. Les lignes rouges représentent le niveau marin maximal et les lignes bleues illustrent les niveaux de terrasses plus bas. Les rectangles bleus et verts regroupent les mesures attribuées aux rivages des Lacs glaciaires Payne et Minto respectivement. Les marqueurs pleins symbolisent les mesures prises sur le terrain tandis que les cercles vides marquent les données provenant de la cartographie par le DEM..... 48
- Figure 2.6 Limite maximale atteinte par la Mer d'Iberville par rapport à la surface actuelle du territoire (bleu). Les sites d'échantillonnage pour la datation au ^{10}Be sont représentés par les étoiles vertes et les âges d'exposition moyens (^{10}Be) sont inscrits dans les rectangles blancs. Les cercles jaunes et rouges représentent l'élévation des limites de délavage pour les formes cartographiées par *Rapideye* et pour celles mesurées sur le terrain respectivement. Le losange orange indique la jonction du ruisseau Ptarmigan. 52
- Figure 2.7 Diagramme de la fonction de distribution de probabilité des âges ^{10}Be pour le delta et les trois limites de délavage échantillonnés sur la côte est de la péninsule d'Ungava (datations du Tableau 2.1). L'âge moyen arithmétique et l'erreur standard (se) sont présentés dans la boîte. Les lignes noires étroites représentent les âges individuels et les lignes noires épaisses montrent la probabilité de distribution cumulative. Lignes verticales : la ligne bleue montre l'âge moyen arithmétique ; les lignes noires indiquent l'intervalle de 1σ ; lignes rouges : intervalle de 2σ ; lignes vertes : intervalle de 3σ 54

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
Tableau 2.1 Informations sur les échantillons et âges d'exposition.....	53
Tableau 2.2 Calculs pour la détermination des données aberrantes (<i>outliers</i>).....	54
Tableau 2.3 Âges d'exposition et incertitudes associées par site d'échantillonnage ..	55

LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES

Al : Aluminium

¹⁰Be: Béryllium 10

BP: *Before present*

¹⁴C : Carbone-14

CDEM : *Canadian Digital Elevation Model* / Modèle numérique d'élévation canadien

DGPS : *Differential Global Positioning System* / Système mondial de positionnement différentiel

ESRI : *Environmental Systems Research Institute* / Institut de recherche en systèmes environnementaux

É.-U. : États-Unis

Fe : Fer

GIA : *Glacio-isostatic adjustment* / ajustement glacio-isostatique

HCl : Acide chlorhydrique

HClO₄ : Acide perchlorique

HF : Acide fluorhydrique

LDEO : *Lamont-Doherty Earth Observatory*

LIS : *Laurentide Ice Sheet* / Inlandsis Laurentidien

LMM : Limite marine maximale

m a.s.l. : *meter(s) above sea level* / mètre(s) au-dessus du niveau de la mer

MERN: Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles

MNE : Modèle numérique d'élévation

NY : New York

SIG: Système d'information géographique

SIGEOM : Système d'information géominière

SNRC: Système national de référence cartographique

Ti : Titane

RÉSUMÉ

La déglaciation finale de l'Inlandsis Laurentidien dans le nord du Québec (Canada) a été marquée par l'incursion de la Mer d'Iberville dans les zones côtières de la baie d'Ungava et par la décharge concomitante de plusieurs grands lacs glaciaires qui s'étaient développés dans la partie centrale de la péninsule d'Ungava. Ces événements sont toutefois difficiles à intégrer au cadre paléogéographique en raison de l'état actuel des connaissances qui comporte d'importantes incertitudes liées à la chronologie et à l'étendue de l'incursion des eaux marines postglaciaires sur le territoire. Notamment, ces limitations conduisent à un manque de détails sur la configuration et le patron de retrait de la marge glaciaire lors de la déglaciation régionale.

Ce projet de maîtrise a comme premier objectif de caractériser avec précision l'étendue maximale de la Mer d'Iberville sur la côte ouest de la baie d'Ungava et dans les principales vallées fluviales qui pénètrent à l'intérieur de la péninsule. La cartographie détaillée de formes de terrain associées à la limite marine maximale (LMM) a été réalisée par l'analyse d'images satellitaires. D'autre part, des travaux de terrain ont permis de vérifier ces observations en plus de mesurer l'élévation des rivages marins à l'aide d'un GPS différentiel (DGPS) de haute précision. Le second objectif de cette présente recherche vise à raffiner le cadre géochronologique associé à l'incursion marine sur la portion est de la péninsule d'Ungava. Pour ce faire, des surfaces rocheuses et des blocs prélevés sur des rivages marins ont été datés par les isotopes cosmogéniques (^{10}Be), une approche novatrice dans le secteur à l'étude.

Dans un premier temps, la cartographie des formes glaciomarines a permis de définir des gradients de soulèvement glacio-isostatique et des paléosurfaces renseignant sur le schéma régional de déglaciation. Ces plans de gauchissement suggèrent la présence d'un centre de dispersion glaciaire situé au sud de la baie d'Ungava lors de la déglaciation. Les différents gradients d'élévation permettent également de distinguer les rivages marins de ceux associés aux lacs glaciaires, délimitant ainsi l'extension maximale de ces derniers et la position du barrage de glace dans les vallées.

Les mesures d'élévation de ces rivages marins ont ensuite mené à une reconstruction de l'étendue maximale de la Mer d'Iberville qui indique que les eaux marines postglaciaires ont pénétré profondément à l'intérieur de la péninsule.

Enfin, les âges obtenus par la datation cosmogénique (^{10}Be) des formes glaciomarines ont permis de préciser la chronologie de l'ouverture de la baie d'Ungava. Les résultats indiquent une déglaciation rapide de l'est de la péninsule et une incursion marine quasi synchrone du nord au sud de la côte ouest de la baie autour de $8,6 \pm 0,2$ ka avant aujourd'hui (*before present*; BP). Cet âge ^{10}Be fournit également une contrainte chronologique minimale aux drainages des lacs glaciaires du centre de la péninsule. Dans l'ensemble, ces résultats devraient affiner les courbes régionales d'émersion postglaciaire de la région d'étude en plus d'améliorer les reconstitutions paléogéographiques associées à la déglaciation de la péninsule d'Ungava.

Mots-clés : déglaciation, Inlandsis Laurentidien, incursion marine, datation cosmogénique, cartographie quaternaire.

INTRODUCTION

De nombreuses études ont démontré que les inlandsis et les calottes glaciaires qui se sont développés au cours de la période quaternaire ont eu une influence marquée sur l'évolution du climat terrestre. Notamment, ils ont modifié à divers degrés la circulation atmosphérique, l'albédo de la Terre et le niveau marin global (Broccoli et Manabe, 1987, Felzer *et al.*, 1996, Clark *et al.*, 2000, Dutton *et al.*, 2015), en plus de perturber la circulation thermohaline par des décharges massives d'eau de fonte et d'icebergs (Hemming, 2004; Ellison, 2006, Kleiven *et al.*, 2008 ; Carlson et Clark, 2012, Jennings *et al.*, 2015 ; Lawrence *et al.*, 2016,). Ce lien étroit entre les systèmes glaciaire, océanique et atmosphérique démontre la nécessité de comprendre leurs interactions afin de mieux définir les mécanismes de forçage responsables des perturbations climatiques majeures qui ont marqué la dernière période glaciaire et la déglaciation subséquente.

Dans cette optique, l'étude de la dernière déglaciation en Amérique du Nord revêt une importance particulière puisque le recul de ces masses de glace continentales s'est accompagné de rejets majeurs d'eau de fonte vers l'océan. Ce processus peut donc servir d'analogie à la fonte des glaces actuelle et ainsi permettre d'évaluer l'impact de l'augmentation accrue des apports d'eau douce au système océanique. En effet, la sensibilité de la circulation océanique aux injections d'eau de fonte peut être documentée à partir de certains épisodes de décharges d'eau massives qui se sont produites à la toute fin de la dernière période glaciaire (Carlson et Clark, 2012). Plusieurs études de détails ont d'ailleurs démontré le lien entre les variations climatiques au cours de l'intervalle 15 000 et 7000 ans BP et le drainage de grands lacs glaciaires formés en périphérie des masses de glace durant la dernière déglaciation en

Amérique du Nord (Barber *et al.*, 1999 ; Kleiven *et al.*, 2008 ; Jennings *et al.*, 2015 ; Lawrence *et al.*, 2016 ; Dubé-Loubert *et al.*, 2018).

De plus, le développement cyclique des masses de glace continentales du Quaternaire a engendré des variations majeures du niveau marin (Dyke et Peltier, 2000). Une des évidences les plus marquantes de ces changements eustatiques consiste en la présence de plages et autres formes littorales marines présentes à l'intérieur des terres, souvent à plusieurs kilomètres des côtes actuelles et à plusieurs mètres au-dessus du niveau marin contemporain. Ces constructions littorales se sont formées au cours de la dernière déglaciation, lors de l'incursion des eaux marines postglaciaires sur le territoire encore affecté par la dépression glacio-isostatique. Leur présence témoigne des différences temporelles entre le rehaussement rapide du niveau marin et le rebond postglaciaire de la lithosphère dont la réponse est plus lente. Ce phénomène est particulièrement bien marqué le long de la baie d'Ungava dans le nord du Québec, où l'on retrouve de nombreux rivages marins soulevés qui forment les vestiges de la transgression postglaciaire de la Mer d'Iberville dans les zones côtières de cette région.

La recherche sur les incursions marines postglaciaires offre donc une fenêtre d'étude importante sur les variations du niveau marin relatif et sur la géodynamique (patron du réajustement glacio-isostatique), phénomènes qui sont intrinsèquement liés à la compréhension du schéma régional de déglaciation (Figure 1). En Ungava, malgré l'existence de travaux de reconnaissance qui fournissent un cadre paléogéographique élémentaire, les connaissances actuelles sur la déglaciation demeurent limitées par les incertitudes liées au patron et à la chronologie du retrait glaciaire et de l'incursion marine concomitante.

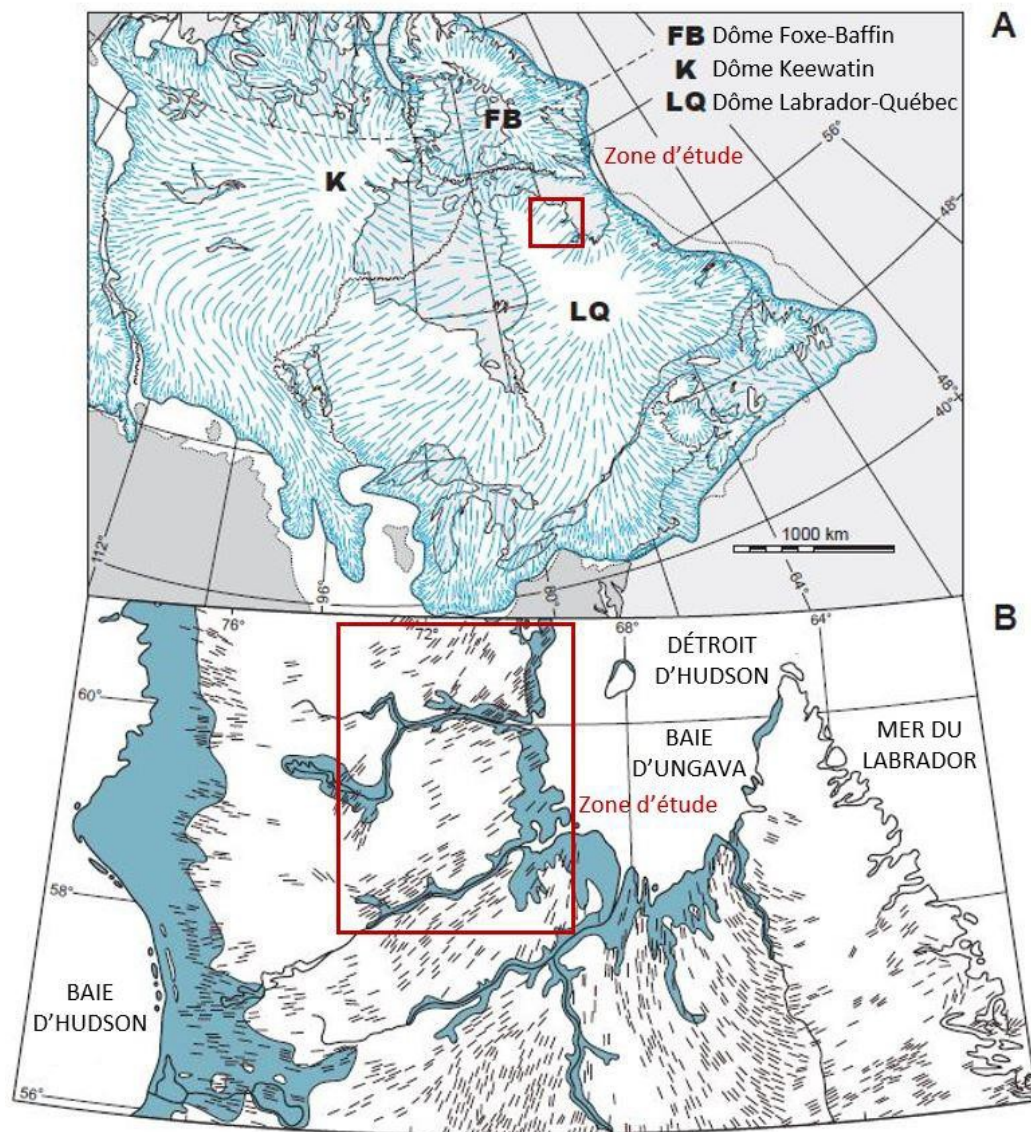


Figure 1 (A) Reconstruction schématique de l'Inlandsis Laurentidien (*Laurentide Ice Sheet*; LIS) au maximum glaciaire (modifiée de Dyke et Prest, 1987). (B) Linéations glaciaires (lignes noires) et incursions marines postglaciaires (bleu) suivant la déglaciation de la péninsule d'Ungava (modifiée de Prest *et al.*, 1968).

En effet, des études antérieures ont montré d'importantes variations spatiales dans l'élévation de la LMM (Lauriol et Gray, 1983 ; Gray *et al.*, 1993) ainsi qu'un large éventail d'âges radiocarbone pour cet ancien niveau marin (Gangloff *et al.*, 1976 ; Gray *et al.*, 1980 ; Lauriol, 1982 ; Lauriol et Gray, 1987). De plus, les gradients de soulèvement documentés à partir des rivages marins ne semblent pas montrer de tendances constantes dans la région (Lauriol, 1982). Ces incohérences peuvent refléter l'isolement encore mal défini de différentes masses de glace durant la déglaciation tardive et/ou des mesures d'élévation inadéquates liées à des méthodes de cartographie à basse résolution typique de l'époque de ces travaux antérieurs. La complexité de la déglaciation de la péninsule d'Ungava se reflète également par la présence de lacs glaciaires d'envergure qui demeurent difficiles à intégrer au cadre paléogéographique de ce secteur de l'Inlandsis Laurentidien (Clark *et al.*, 2000), notamment en raison des incertitudes chronologiques.

L'étude détaillée de la distribution spatiale des formes de terrain ibervilleennes et leur chronologie a donc le potentiel d'affiner l'étendue de l'incursion marine régionale et ainsi d'améliorer les reconstitutions paléogéographiques documentant la déglaciation de la péninsule d'Ungava. Une cartographie incluant la caractérisation géomorphologique des formes marines peut également aider à préciser la position et la configuration de la marge glaciaire au moment de la transgression de la mer. La géométrie du plan d'eau associée à la limite marine maximale peut aussi être utilisée pour différencier l'origine de certains rivages surélevés, notamment à l'intérieur des terres, où certaines constructions littorales pourraient appartenir à la Mer d'Iberville ou aux lacs glaciaires.

Les travaux de recherche de ce mémoire de maîtrise visent à compléter les études antérieures ayant présenté un cadre sommaire pour la déglaciation et l'incursion marine dans la région de la baie d'Ungava (Lauriol *et al.*, 1979 ; Lauriol, 1982 ; Gray *et al.*, 1993). Par conséquent, cette étude détaillée devrait permettre de raffiner les cadres

paléogéographique et chronologique du secteur à l'étude, lesquels forment des éléments critiques dans de nombreux domaines des sciences fondamentales et appliquées.

Ce projet de maîtrise a comme objectif principal d'apporter de nouvelles données sur la déglaciation finale de l'Inlandsis Laurentidien sur la péninsule d'Ungava, au Nunavik. Spécifiquement, les travaux de recherche visent à : 1) délimiter et caractériser l'étendue maximale de l'incursion postglaciaire de la Mer d'Iberville sur la côte ouest de la baie d'Ungava ; 2) documenter le patron de retrait glaciaire et définir les gradients de gauchissement des plans d'eau marins le long de transects régionaux est-ouest et nord-sud ; et 3) raffiner le cadre chronologique associé à la déglaciation du territoire et à l'invasion marine concomitante.

Pour répondre à ces objectifs, les anciens rivages de la Mer d'Iberville, qui sont aujourd'hui émergés, ont été cartographiés à partir d'images satellitaires à l'aide de logiciels d'un système d'information géographique (SIG). Des travaux de terrain réalisés en partenariat avec le Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles (MERN) ont permis de valider la cartographie et de mesurer l'élévation de ces formes de terrain en utilisant un GPS différentiel de haute précision. La configuration de l'étendue de la mer et la construction des gradients de gauchissement ont été effectuées à l'aide d'une modélisation basée sur des approches géomatiques. Enfin, la méthode de datation basée sur les isotopes cosmogéniques (^{10}Be) a été appliquée sur des blocs et des surfaces rocheuses formant d'anciens rivages marins via un séjour de formation au laboratoire de cosmogénie du centre de recherche de *Lamont-Doherty Earth Observatory* (LDEO) de *Columbia University*.

Les résultats obtenus raffinent l'épisode marin postglaciaire sur le territoire et viennent préciser l'origine de certains rivages à l'intérieur des terres où des lacs glaciaires ont existé. Par ailleurs, la distribution des données d'élévation sur le territoire nous renseigne sur l'ajustement glacio-isostatique postérieur à l'incursion marine et le

patron de déglaciation régionale, ce qui permet de contraindre avec plus de précision la localisation des masses de glace résiduelles lors de la déglaciation tardive. De plus, les données chronologiques apportent de nouvelles contraintes sur la déglaciation finale, notamment en ce qui a trait à l'ouverture de la baie d'Ungava aux eaux marines postglaciaires, fournissant de ce fait un âge minimal au drainage concomitant de plusieurs grands lacs glaciaires qui étaient auparavant endigués par la marge de glace. Globalement, ces résultats viennent affiner les reconstitutions paléogéographiques illustrant la déglaciation de la péninsule d'Ungava.

Ce mémoire comporte deux chapitres. Le premier chapitre présente les principaux éléments du cadre physiographique ainsi que la géologie de la région à l'étude. Ce chapitre inclut également une brève synthèse de la géologie quaternaire, avec une emphase sur la déglaciation du nord du Québec afin de contextualiser les travaux sur l'invasion marine postglaciaire sur la péninsule d'Ungava et les problématiques attenantes. Le deuxième chapitre consiste en un article scientifique qui présente les données obtenues sur l'étendue et la chronologie de l'incursion marine. Finalement, la conclusion résume les travaux effectués, les principaux résultats et leurs apports scientifiques aux connaissances dans le domaine, en plus de proposer quelques suggestions de thématiques en vue de travaux futurs dans la région.

CHAPITRE I

CADRES PHYSIOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

1.1 Localisation et aspects géographiques

Située au Nunavik dans le nord du Québec, la péninsule d'Ungava est ceinturée par les étendues d'eau formées par la baie d'Hudson à l'ouest, le détroit d'Hudson au nord et la baie d'Ungava à l'est. Ce territoire est parsemé de nombreux lacs, dont celui qui occupe le cratère de Pingualuit. La côte ouest de la péninsule est sillonnée par un réseau de rivières relativement parallèles qui prennent leurs sources profondément à l'intérieur des terres et s'écoulent vers la baie d'Hudson. L'est de la péninsule d'Ungava regroupe quant à elle les bassins de la rivière Arnaud, de la rivière aux Feuilles et de la rivière aux Mélèzes, qui se déversent vers la baie d'Ungava (Figure 1.1 ; Lauriol, 1982).

Le territoire relativement plat et la mise à nu du socle rocheux cristallin avec ses nombreuses surfaces polies et striées témoignent du passage des glaciers durant la période quaternaire. La roche-mère est généralement recouverte de dépôts meubles formant une couche discontinue et d'épaisseur relativement faible, qui est principalement composée de sédiments glaciaires au centre de la péninsule et de dépôts marins près des côtes (Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, 2010). La végétation est dominée par la toundra arbustive, excepté au pourtour des vallées occupées par les rivières aux Feuilles et aux Mélèzes où domine la toundra forestière (Payette, 1976). Le climat froid de la région d'étude se traduit par la présence de

pergélisol qui peut atteindre 200 m de profondeur par endroits. Ce dernier est toutefois moins épais dans les vallées des rivières aux Feuilles et aux Mélézes (Séguin, 1976).

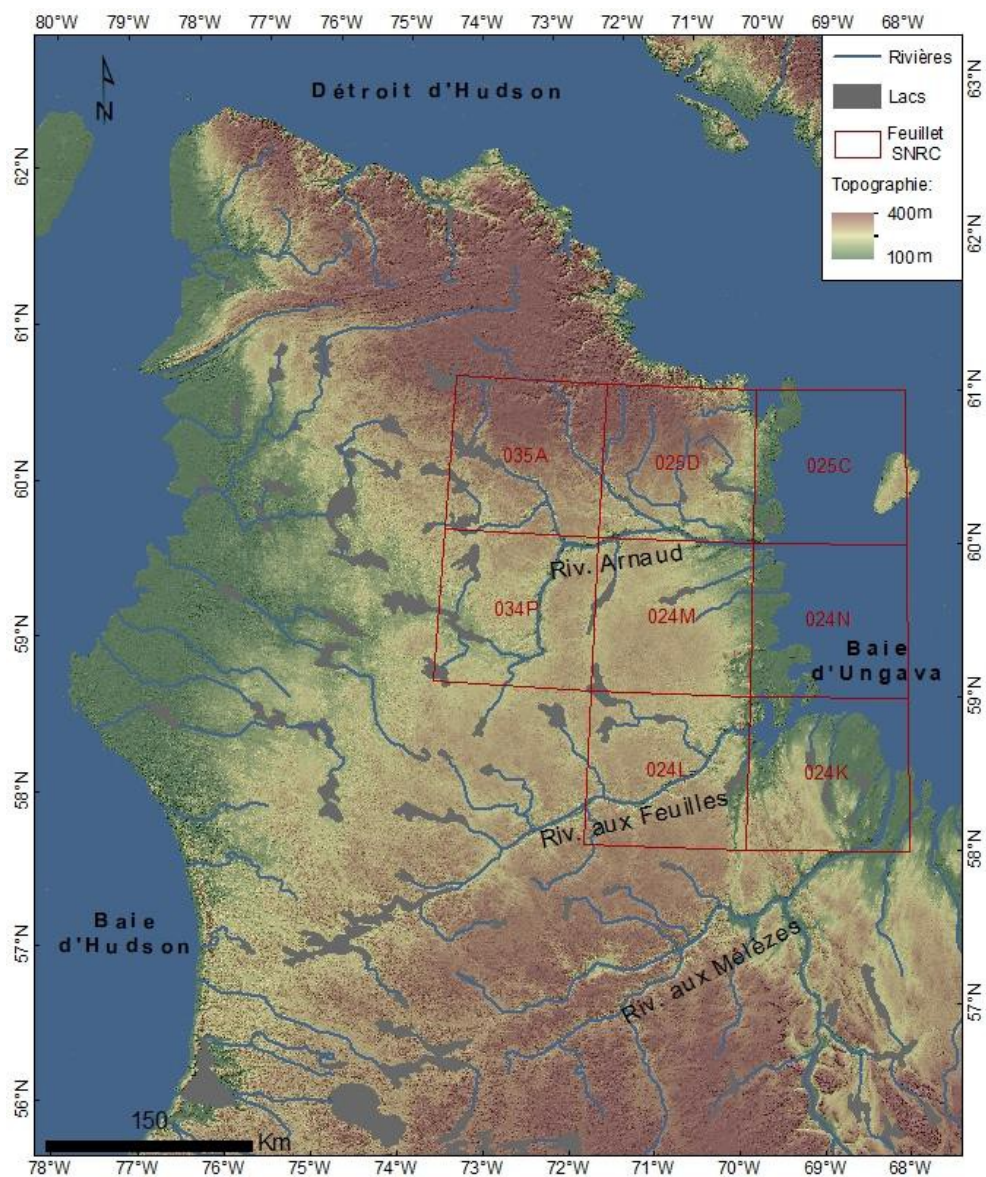


Figure 1.1 Réseau hydrographique et orographie de la péninsule d'Ungava.

En ce qui a trait au projet de recherche, la zone à l'étude est concentrée sur un long segment de la côte ouest de la baie d'Ungava et comprend les vallées des rivières Arnaud et aux Feuilles. Le territoire est compris entre les latitudes 57° N et 61° N et les longitudes 69° W et 73° W et chevauche huit feuillets du système national de référence cartographique (SNRC) à l'échelle du 250 000, soit 024K, 024L, 024M, 024N, 025C, 025D, 034P et 035A (Figure 1.1).

1.2 Physiographie et géologie du socle rocheux

La péninsule d'Ungava se divise en trois régions physiographiques. D'abord, la majeure partie de la péninsule est couverte par le plateau de Larch qui est légèrement incliné vers le sud-est (Figure 1.2 ; Bostock, 1970 ; Gray et Lauriol, 1985). Ce secteur est inclus dans la province géologique du Supérieur du Bouclier canadien (sous-province de Minto) qui est essentiellement composée de roches cristallines archéennes (Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles - carte interactive du SIGEOM). Au nord de la rivière Arnaud, l'élévation du territoire augmente jusqu'à atteindre 500 m tandis qu'elle varie principalement entre 200 et 250 m entre les rivières Arnaud et aux Feuilles. Immédiatement au sud de la rivière aux Feuilles, la topographie augmente à nouveau jusqu'à atteindre 400 m d'élévation (Figure 1.1).

La deuxième région physiographique est représentée par les zones côtières de la baie d'Ungava qui s'étend du sud au nord le long de la côte ouest de la baie (Figure 1.2). Cette région correspond au flanc du géosynclinal de l'Ungava s'inscrivant dans la province géologique du Churchill, qui est principalement composée de roches métasédimentaires et métavolcaniques protérozoïques (Dimroth *et al.*, 1970). La topographie sur la côte s'élève jusqu'à atteindre 150 m. Finalement, la troisième région est formée par les hautes terres du nord de l'Ungava qui consiste en un plateau vallonné dont l'élévation (maximum de 760 m) diminue vers le nord pour se terminer abruptement à la côte bordant le détroit d'Hudson. Cette région comprend la partie nord

du géosynclinal de l'Ungava ainsi que le plateau de Salluit. Ce dernier fait également partie de la province géologique du Churchill et est composé de roches cristallines protérozoïques (Figure 1.2 ; Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles - carte interactive du SIGEOM).

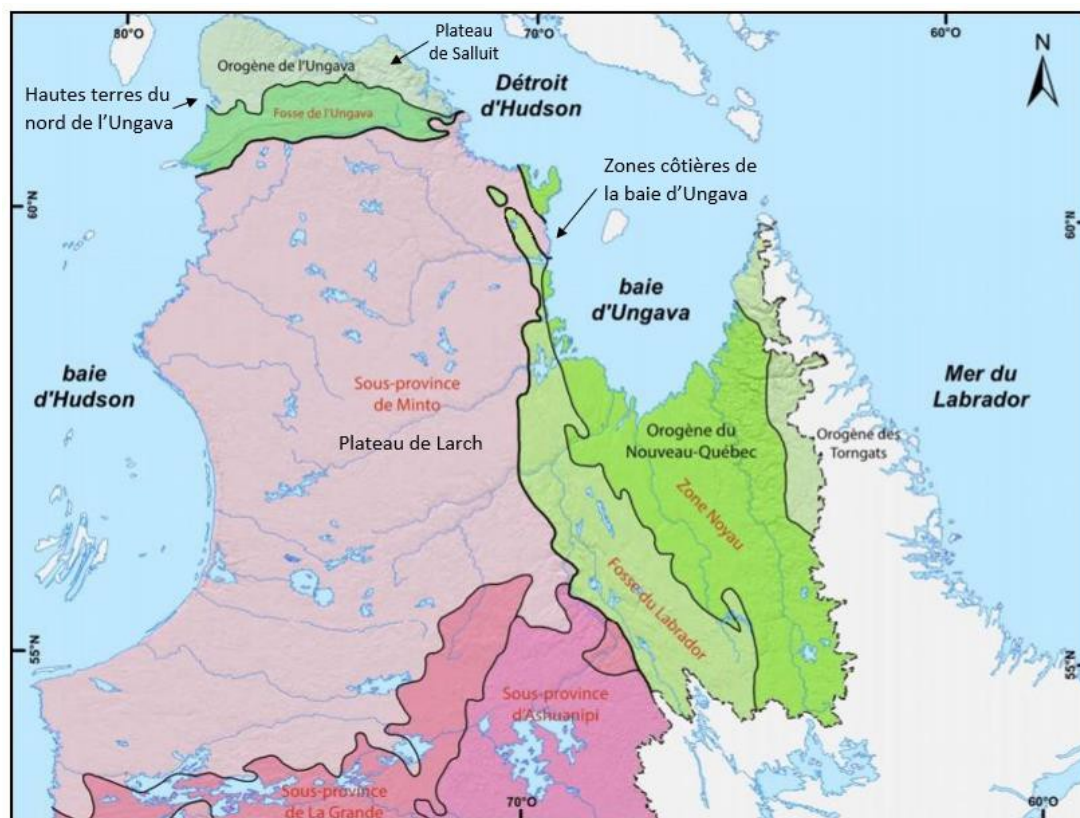


Figure 1.2 Provinces géologiques et régions physiographiques du nord du Québec (modifiée de Hébert et Roy, 2018).

1.3 Contexte général de la dernière glaciation

Lors du dernier maximum glaciaire en Amérique du Nord aux alentours de 26,5 à 19 ka BP (Clark *et al.*, 2009), trois inlandsis recouvraient le Canada et une partie du nord des États-Unis. L'Inlandsis de la Cordillère s'étalait sur les Rocheuses de l'ouest du Canada, tandis que l'Inlandsis Innuitien était situé au niveau de l'archipel Arctique. L'Inlandsis Laurentidien recouvrait quant à lui le Bouclier canadien et une partie des Prairies canadiennes (Dyke et Prest, 1987; Dyke, 2004). Ce dernier se divisait en trois principaux centres de dispersion glaciaire (ou secteurs) : les dômes du Keewatin, de Baffin, ainsi que celui du Québec-Labrador qui recouvrait le nord du Québec et le Labrador et qui s'étendait notamment sur la péninsule d'Ungava (Figure 1).

Ces secteurs de l'Inlandsis Laurentidien semblent avoir été très dynamiques au cours de la dernière déglaciation. En effet, les marques d'érosion et les formes de terrain d'origine glaciaire témoignent de déplacements marqués de la position des lignes de partage des glaces sur le territoire (p. ex., Boulton et Clark, 1990 ; Veillette *et al.*, 1999 ; McMartin et Henderson, 2004 ; Veillette, 2004 ; Dubé-Loubert *et al.*, 2012). Ces changements de configurations pourraient refléter des épisodes cycliques d'effondrement de certains secteurs de la calotte glaciaire (c.-à-d., événements de Heinrich ; Hemming, 2004) au cours de la glaciation (Dyke *et al.*, 2002 ; Roy *et al.*, 2009).

Au cours de la déglaciation, la fonte marquée de l'inlandsis a perturbé l'écoulement normal des eaux de fonte qui furent par moment confinées dans les vallées obstruées par la marge de glace, formant ainsi de nombreux lacs de barrage glaciaire (Ives, 1958, Lauriol, 1983, Jansson, 2003a, Dubé-Loubert *et al.*, 2017). La déglaciation tardive a par ailleurs été marquée par l'incursion des eaux marines sur le pourtour des côtes, qui étaient alors encore sous l'effet de l'enfoncement glacio-isostatique en lien avec le poids de cette masse de glace.

1.4 Travaux antérieurs sur la péninsule d'Ungava

1.4.1 Ensembles géomorphologiques au sud de la baie d'Ungava

L'occurrence de différents écoulements glaciaires dans le secteur du Québec-Labrador a d'abord été rapportée dans la région de Caniapiscou au sud de la baie d'Ungava, dans le centre du Québec (Low, 1896). Plus tard, des travaux de cartographie des formes et terrains glaciaires ont été effectués dans cette même région (Douglas et Drummond, 1955 ; Hare, 1955) pour ensuite être détaillés et compilés à l'intérieur de différents mouvements glaciaires régionaux (Henderson, 1959 ; Hughes, 1964). L'analyse systématique de photographies aériennes a par la suite permis de délimiter les principaux ensembles morpho-sédimentaires à l'échelle du territoire qu'on retrouve sur la carte glaciaire du Canada (Prest *et al.*, 1968). Pour le secteur du Québec-Labrador, ces travaux ont permis de mettre à jour deux grands systèmes de formes glaciaires disposés de part et d'autre d'une ligne en forme de U, laquelle s'étend de la partie centrale de la péninsule d'Ungava, en suivant grossièrement le pourtour de la baie, pour se terminer au Labrador. Le contraste entre l'orientation des formes de terrain et des écoulements glaciaires associés de part et d'autre de cette ligne a mené à l'appellation de *Horseshoe Unconformity* pour désigner cette particularité morphologique. Ainsi, au sud de cette zone arquée se trouve un regroupement de linéations de till et d'eskers qui montre un écoulement radial vers l'est, le sud et l'ouest. Au nord de cette discontinuité, on observe un système de linéaments de till indiquant un écoulement glaciaire convergeant vers le nord, soit en direction de la baie d'Ungava (Figure 1.3).

Le regroupement de ces deux systèmes géomorphologiques a d'abord été interprété comme reflétant la position d'un centre de dispersion glaciaire tardif (Prest *et al.*, 1968). Ce modèle a ensuite été remis en question par des travaux de cartographie soulignant un chevauchement des deux systèmes d'écoulement glaciaire sur la frontière de la discontinuité en U, lequel suggère que ces deux regroupements témoigneraient de

différents événements et qu'ils seraient asynchrones (Kleman *et al.*, 1994). Dans ce contexte, le groupe de linéations au nord du *Horseshoe* a été associé à des formes anciennes (palimpsestes) qui auraient échappé à l'érosion durant la déglaciation tardive en raison des conditions de glace à base froide du dôme résiduel centré sur la baie d'Ungava. Toutefois, ce modèle a ultérieurement été révisé faute de soutien par les données géologiques disponibles (Kleman *et al.*, 2010). Plus tard, des études ont montré que les formes fuselées au nord de la discontinuité recouperaient celles du sud et que ces linéaments glaciaires convergeant vers la baie d'Ungava seraient donc plus jeunes que le système de formes de terrain au sud du *Horseshoe* (Veillette *et al.* ; 1999).

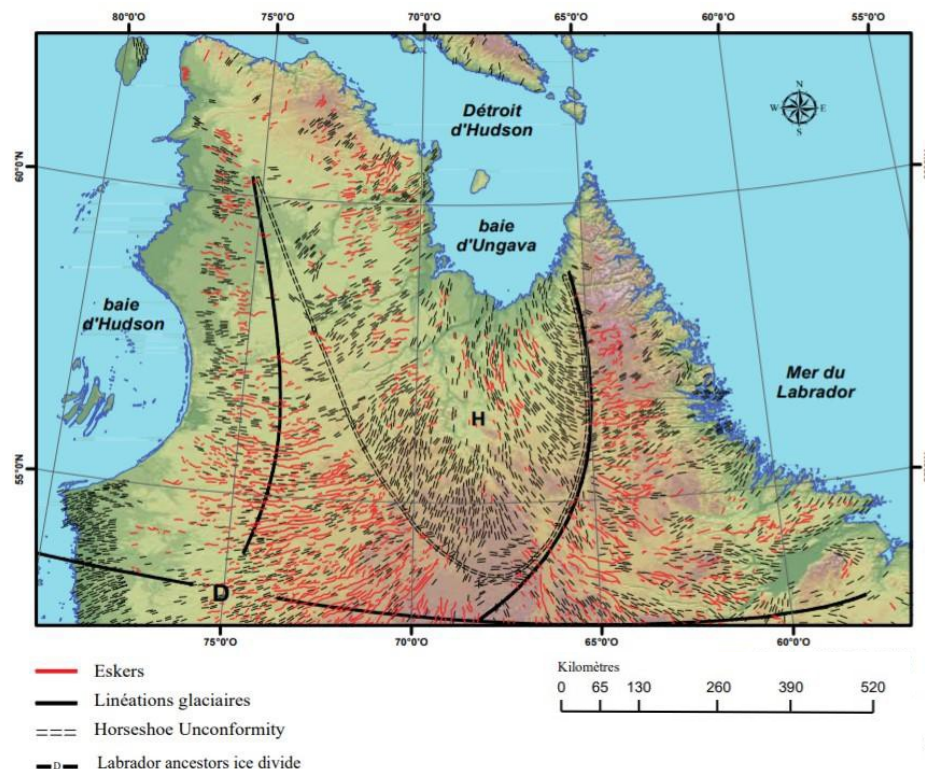


Figure 1.3 Deux grands ensembles géomorphologiques du nord du Québec composés de linéations glaciaires (drumlins, crag-and-tails; lignes noires) et d'eskers (lignes rouges), dont la rencontre forme une zone arquée appelée le *Horseshoe Unconformity* (modifiée de Dubé-Loubert et Roy, 2017).

Cette disposition découlerait d'un effondrement de la partie nord du dôme du Québec-Labrador impliquant un appel de glace vers la baie d'Ungava et le détroit d'Hudson au tardiglaciaire, lequel aurait tronqué la tête du mouvement opposé (radial vers le sud). Ce système au nord pourrait être associé au développement de différents courants de glace qu'on retrouve dans les basses terres du pourtour de la baie d'Ungava et qui convergent vers le nord (Clark *et al.*, 2000 ; Jansson, 2003b), en plus d'être possiblement corrélé avec la réavancée de Gold Cove dans la baie d'Ungava et l'île de Baffin aux alentours de 9900 ¹⁴C ans BP (Kaufman *et al.*, 1993).

Ce dernier patron de déglaciation reste le plus accepté par la communauté scientifique. En effet, ce modèle implique un centre de dispersion du dôme du Québec-Labrador localisé au sud de la baie d'Ungava, ce qui concorde avec le développement des Lacs glaciaires Naskaupi et McLean qui étaient situés au sud-est de la baie et dont le drainage vers la baie a nécessairement dû être retenu par la marge de glace (Ives, 1958, 1960 ; Dubé-Loubert et Roy, 2017). Toutefois, l'identification d'autres lacs glaciaires au sud de la baie d'Ungava (Lacs Mélèze et Cambrien) et sur la péninsule (Lacs Nantais et Minto) s'avère difficile à expliquer par un retrait symétrique et graduel de la marge glaciaire vers le centre de dispersion (p. ex., Gray *et al.*, 1993 ; Jansson *et al.*, 2003a). Ces difficultés ont donné lieu à la proposition de différentes hypothèses sur les modèles de déglaciation durant les dernières décennies (Clark *et al.*, 2000) et démontrent la nécessité de raffiner les patrons de déglaciation de ces régions.

1.4.2 Ensembles géomorphologiques sur la péninsule d'Ungava

L'étude des formes de terrain associées à la déglaciation et leur distribution spatiale a permis l'établissement d'un patron de déglaciation pour la péninsule d'Ungava, lequel est articulé autour de datations radiocarbone en grande partie confinées sur le pourtour des côtes (Lauriol et Gray, 1987). Ce modèle révèle des différences importantes entre la géomorphologie des secteurs est et ouest de la péninsule, ce qui souligne du fait

même un mode de retrait glaciaire distinct entre les deux côtes. Notamment, il relève la présence de moraines de De Geer le long de la côte de la baie d'Hudson, alors que ces formes sont absentes sur la côte de la baie d'Ungava (Figure 1.4). Les travaux soulignent également un réseau important d'eskers orientés de part et d'autre du centre de la péninsule. Sur la partie est de la péninsule, ces formes convergent vers la baie d'Ungava, tandis que le secteur à l'ouest est caractérisé par des corridors d'eskers définissant un mouvement vers la baie d'Hudson. Ces ensembles géomorphologiques contrastent fortement avec la zone centrale de la péninsule qui est marquée par des formes de décrépitude glaciaire et où les systèmes fluvio-glaciaires sont quasi absents. Cette distribution des formes de terrain a été associée à la présence d'une ligne de partage des glaces dans la région centrale de la péninsule que l'on nomme le *Payne ice divide* (Lauriol, 1982 ; Gray et Lauriol, 1985 ; Gray *et al.*, 1993 ; Daigneault et Bouchard, 2004 ; Daigneault, 2008). Enfin, de récents travaux (Clark *et al.*, 2000) suggèrent une formation asynchrone des ensembles morpho-sédimentaires de part et d'autre de la péninsule, conformément à leurs caractéristiques géomorphologiques distinctes reflétant des différences marquées dans le taux et le mode de recul de la marge au pourtour de cette ligne de partage des glaces.

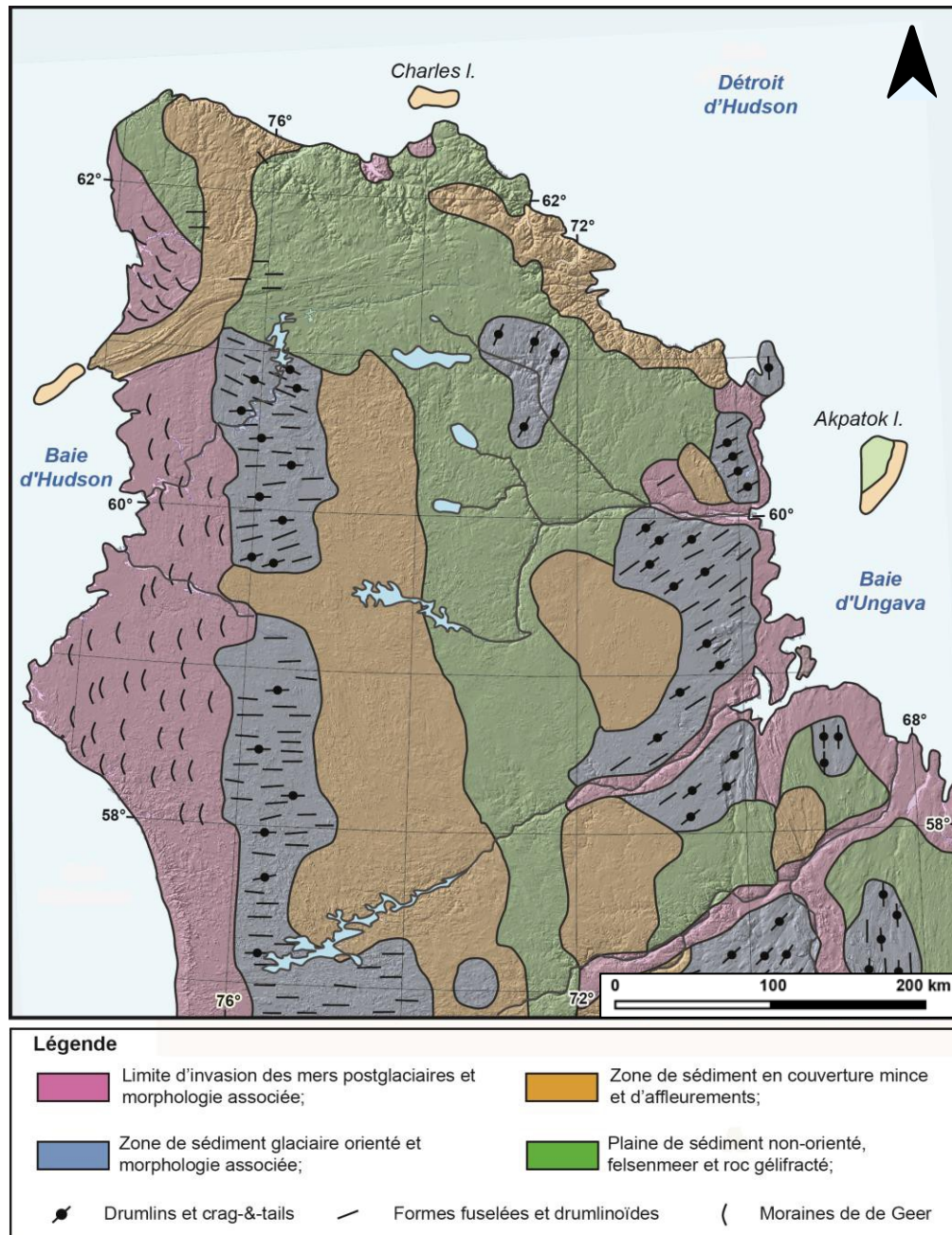


Figure 1.4 Distribution des grands ensembles géomorphologiques de la péninsule d'Ungava (modifiée de Gray et Lauriol, 1985 ; Dubé-Loubert, 2018).

1.4.3 Formation des grands lacs glaciaires et incursion des mers postglaciaires

Plusieurs travaux sur la péninsule d'Ungava ont relevé la présence de formes de terrain et sédiments associés à au moins trois grands lacs glaciaires (Figure 1.5) qui se seraient formés en contact avec la marge lors du retrait tardiglaciaire : le Lac Minto qui occupait la vallée de la rivière aux Feuilles, le Lac Nantais situé dans la partie supérieure de la rivière Vachon et le Lac Payne au centre de la péninsule (Lauriol et Gray, 1987, Gray *et al.*, 1993). Le développement de ces lacs a nécessité le barrage de la partie aval des vallées par la marge glaciaire, près de la baie d'Ungava, provoquant ainsi l'accumulation d'eau de fonte dans ces bassins glaciolacustres. Le retrait de la glace de ces grandes vallées aurait ensuite permis le drainage des lacs dans la baie d'Ungava via les rivières aux Feuilles et Arnaud.

Enfin, la déglaciation finale de la péninsule a entraîné la submersion des régions côtières de basse élévation, soit par la Mer d'Iberville au pourtour de la baie d'Ungava et par la Mer de Tyrrell autour de la baie d'Hudson (Figure 1). Ces épisodes postglaciaires et les différents niveaux marins sont d'ailleurs marqués par la présence de nombreuses formes et dépôts marins perchés sur le territoire (Allard et Seguin, 1985 ; Lauriol, 1982). Ces formes se sont édifiées en réponse au retrait des eaux marines causé principalement par le réajustement glacio-isostatique de la croûte terrestre, qui est encore perceptible aujourd'hui.

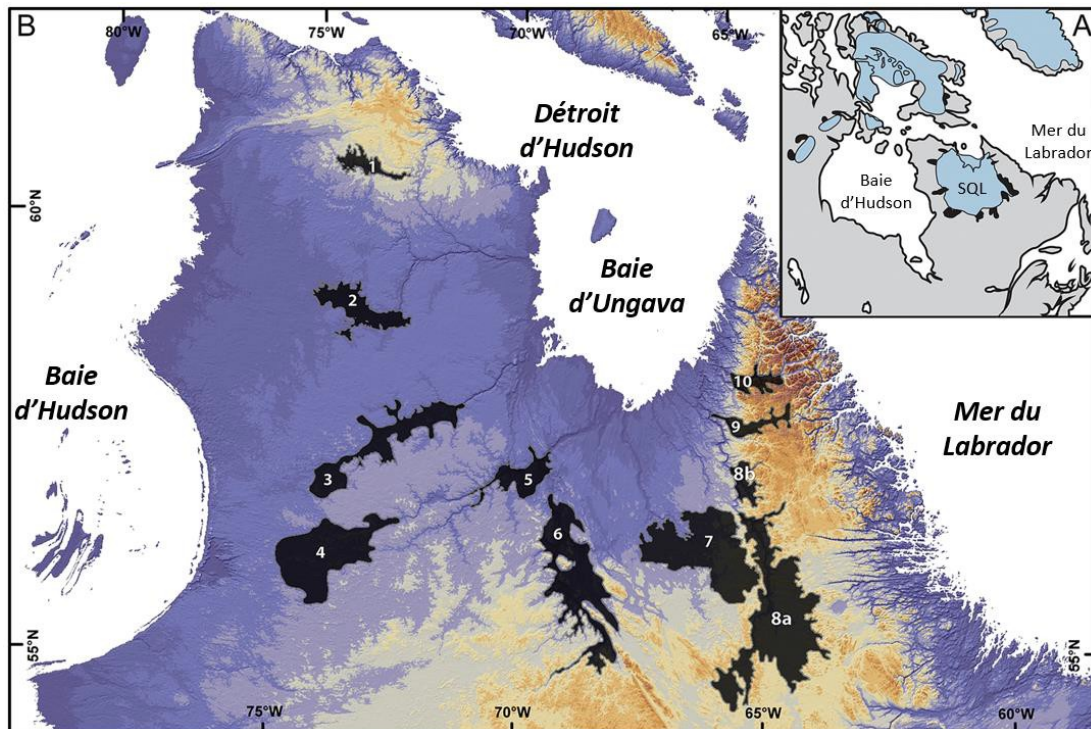


Figure 1.5 (A) Carte schématique montrant les lacs glaciaires (noirs) du secteur du Québec-Labrador (SQL) et d'autres vestiges de l'Inlandsis Laurentidien à la fin de la déglaciation (~ 10 cal ka BP ; modifiée de Dyke, 2004). (B) Localisation des lacs de barrage glaciaire dans le nord du Québec lors de la dernière déglaciation : 1) Lac Nantais ; 2) Lac Payne ; 3) Lac Minto ; 4) Lac à l'Eau-Claire ; 5) Lac Mélézes ; 6) Lac Caniapiscou ; 7) Lac McLean ; 8) Lac Naskaupi, a : bassin du lac Indian House, b : bassin des collines Pyramid ; 9) Lac Ford ; 10) Lac Koroc (tirée de Dubé-Loubert et Roy, 2018).

1.4.4 Étendue de la limite marine maximale

Les lignes de rivages marins perchés aux abords des côtes et vallées sont la plupart du temps déformées aujourd'hui, c'est-à-dire que leur alignement sur le territoire forme des plans inclinés (Lauriol, 1982). Leur disposition peut donc servir à caractériser le

patron de retrait glaciaire et la position des dômes de glace durant la déglaciation. En général, le contexte glaciaire implique que les rivages formés près des centres de masses (dômes) de l'inlandsis sont plus déformés (élevés) que ceux situés en périphérie des zones englacées (près des marges) en raison de la grande charge de glace qui cause un fort relèvement glacio-isostatique près de ces anciens centres de dispersion glaciaire. À ces variations s'ajoutent celles reliées aux événements d'incursion marine, dont la nature asynchrone peut influencer considérablement les plans de gauchissement. En effet, les zones qui seront libérées hâtivement par la glace et qui permettront l'incursion marine initiale seront immédiatement affectées par un rebond postglaciaire, alors que les rivages du même niveau marin qui seront formés plus tard, suivant le retrait progressif de la marge, entameront leur relèvement à partir de cette même élévation qui sera généralement plus marquée. Ce mécanisme provoque l'inclinaison du plan formé par les anciens rivages marins vers la zone qui a été déglacée en premier. Les plans de gauchissement peuvent donc montrer divers niveaux de complexité, qui varient selon l'orientation et la chronologie de la progression des eaux marines sur le territoire et selon la configuration de la calotte de glace.

Par exemple, sur la côte ouest de la baie d'Ungava, les relevés de cartographie des travaux antérieurs ont souligné une diminution de l'élévation maximale de la Mer d'Iberville du sud au nord de la côte, passant de 175 m d'élévation à l'embouchure de la rivière aux Feuilles à 119 m près de la baie Diana (Gray *et al.*, 1993). Le même phénomène fut observé dans les vallées des grandes rivières où l'élévation de la limite marine s'abaisse vers l'intérieur de la péninsule d'Ungava, soit d'est en ouest. En effet, l'ancien niveau marin passe de 175 m à l'embouchure de la rivière aux Feuilles avec la baie d'Ungava jusqu'à atteindre 154 m d'élévation à la jonction de la rivière avec le ruisseau Ptarmigan. Dans la vallée de la rivière Arnaud, la limite maximale passe de 137 m près de la baie d'Ungava à 125 m à l'embouchure avec la rivière Vachon (Lauriol et Gray, 1983).

Toutefois, étant donné l'accès difficile de la région à l'étude, la plupart des élévations de la LMM rapportées dans les ouvrages sont dérivées de cartes topographiques conformément à des formes répertoriées sur des photos aériennes, ce qui se traduit par une grande variation spatiale des données. Le manque d'observations de terrain peut aussi engendrer des incertitudes quant à la distinction entre les rivages marins et lacustres qui se confondent à certains endroits à l'intérieur des vallées. Par ailleurs, la délimitation de l'étendue maximale de la Mer d'Iberville dans les différentes études est basée sur l'élévation de plusieurs variétés de formes marines, dont certaines pourraient exprimer une pause dans l'émersion marine, sans toutefois être associées au niveau maximal atteint par la mer (p. ex., delta, terrasse, gradin d'érosion). Ces différentes problématiques associées à la limite marine soulignent la nécessité d'effectuer des travaux additionnels dans cette région.

1.4.5 Chronologie de la déglaciation de la péninsule d'Ungava

Plusieurs études antérieures fournissent également des âges ^{14}C reliés à la déglaciation finale et à la transgression marine concomitante au pourtour de la baie d'Ungava (Gangloff *et al.*, 1976 ; Gray *et al.*, 1980 ; Lauriol, 1982 ; Lauriol et Gray, 1987 ; voir *Annexe A*). Le recensement de ces datations montre des âges radiocarbone compris entre 5040 ± 60 et 7220 ± 115 ^{14}C ans BP pour la côte ouest de la baie, dont 79 % des résultats sont compris entre 6150 et 7070 ^{14}C ans BP. Cette gamme d'âges dérive d'une compilation basée sur 18 datations non corrigées de coquilles marines (voir *Annexe B*) dont ont été exclues les analyses effectuées sur la matière végétale (gyttja et tourbe) et celles provenant de matériel recueilli à de faibles élévations (moins de 50 m au-dessus du niveau marin relatif). En considérant l'ensemble des travaux de la région, la distribution des datations montre un large éventail d'âges (écart de plus de 2000 ans) qui suggère une déglaciation progressive de la côte. Néanmoins, Lauriol et Gray (1987) proposent plutôt que les rivages au pourtour de la baie d'Ungava ont été formés à peu

près simultanément, soit autour de 7300 ans ^{14}C BP, excepté pour la partie sud-est de la côte ouest de la baie d'Ungava, près de la baie aux Feuilles, qui fut recouverte de glace jusqu'à 6500 ans BP (Figure 1.6).

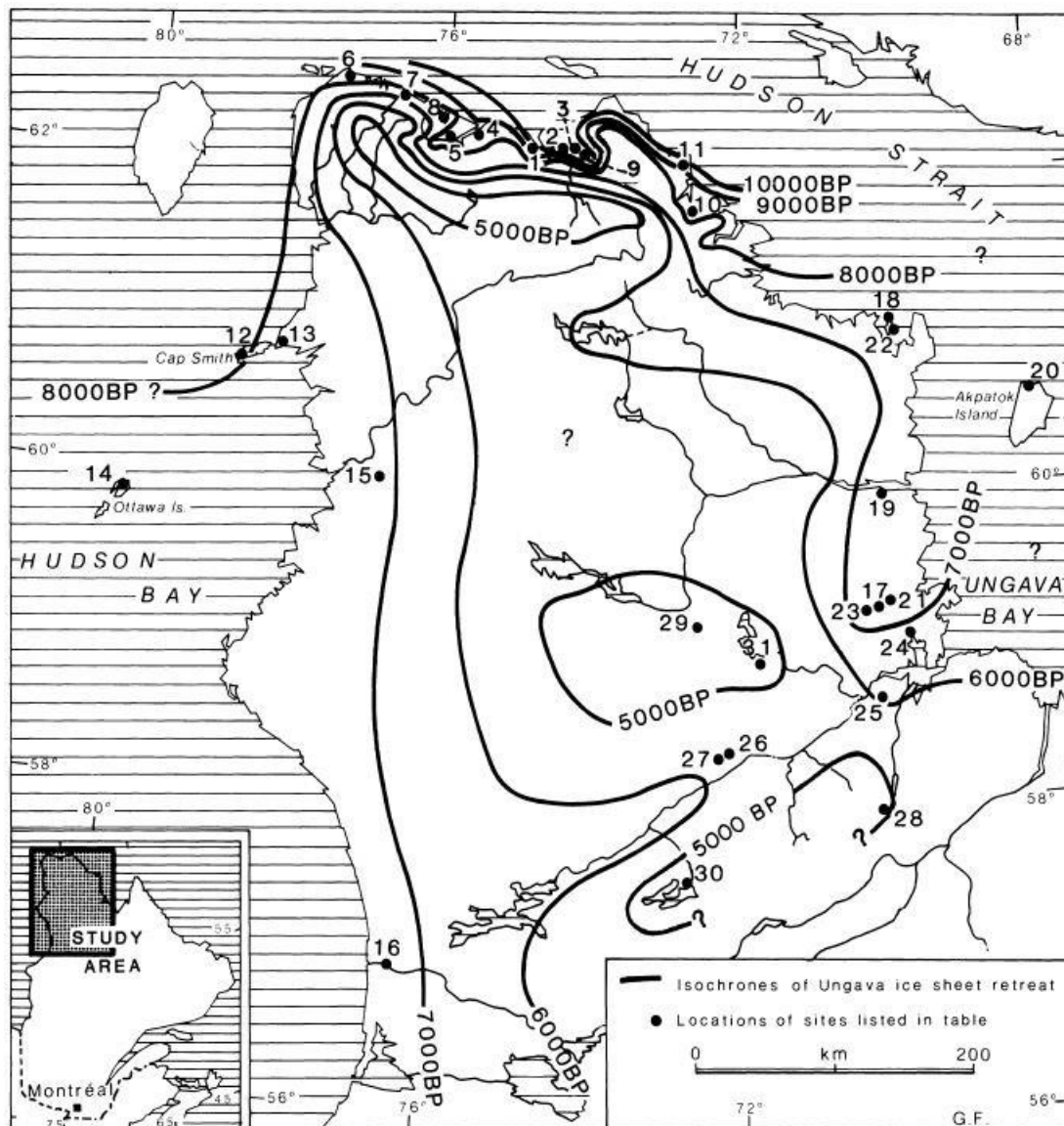


Figure 1.6 Chronologie de la déglaciation sur la péninsule d'Ungava (tirée de Lauriol et Gray, 1987).

La grande disparité d'âges rapportés pour l'incursion marine sur la côte ouest de la baie pourrait en partie refléter des variations dans le type de formes de terrain où le matériel daté a été prélevé, de même que dans les élévations des sites datés, lesquels ne se rapportaient probablement pas dans tous les cas à la limite marine maximale. Toutefois, peu d'information relative aux datations présentées est fournie dans la littérature antérieure.

Cette grande fourchette d'âges pourrait aussi découler des incertitudes liées à la méthode de datation et aux traitements des âges obtenus. En effet, les analyses ont été effectuées dans différents laboratoires et selon des méthodologies variées. Par exemple, contrairement aux datations récentes, celles effectuées avant les années 80 n'ont pas été étalonnées selon un $\delta^{13}\text{C} = -25 \text{ ‰}$ et les âges qui en résultent apparaissent donc environ 400 ans plus jeunes que la réalité.

Par ailleurs, la datation au radiocarbone fournit seulement un âge minimum pour la déglaciation, puisqu'un certain temps s'est écoulé entre le retrait de la glace et la colonisation du territoire par la faune et la flore marines utilisées pour les datations. Ce phénomène est particulièrement important pour les âges dérivés de gyttja et de tourbe, mais il est aussi perceptible pour la datation de coquilles marines. En effet, l'environnement marin à proximité de la marge glaciaire en retrait qui prédominait au début de la déglaciation était peu propice à la colonisation par ces espèces. De plus, l'analyse des coquilles marines est aussi affectée par « l'effet réservoir » causé par les échanges de carbone non uniforme entre l'atmosphère et l'océan. De ce fait, le carbone contenu dans les océans et incorporé dans les coquilles est en moyenne 400 ans plus vieux que celui dans l'atmosphère, mais ce phénomène comprend aussi de fortes variations géographiques et temporelles (Walker, 2005), ce qui complique les corrections des âges ^{14}C obtenus à partir de ce matériel. En outre, il est difficile de dater la LMM à partir des coquilles marines, puisque l'âge qui en résulte ne représente pas le niveau de la mer à la déglaciation, mais bien souvent l'élévation du sédiment dans

lequel les coquilles se sont déposées, soit généralement en période de régression marine.

En somme, les travaux antérieurs ont soulevé d'importantes incertitudes quant au patron de déglaciation de la région à l'étude tandis que les résultats géochronologiques montrent une grande variabilité spatiale et temporelle qui limite les modèles paléogéographiques de la dernière déglaciation. En effet, les données présentées à ce jour ne permettent pas de déterminer avec précision la rapidité et le moment exact de l'ouverture de la baie d'Ungava ou encore de savoir si cet événement fut contemporain avec le drainage des grands lacs glaciaires sur la péninsule d'Ungava.

CHAPITRE II

CHRONOLOGIE ET ÉTENDUE DE L'INCURSION DE LA MER D'IBERVILLE SUR LA CÔTE OUEST DE LA BAIE D'UNGAVA : IMPLICATIONS POUR LES MODÈLES DE DÉGLACIATION DE L'INLANDSIS LAURENTIDIEN

Ce chapitre est présenté sous forme d'article scientifique et documente l'incursion de la Mer d'Iberville au pourtour de la baie d'Ungava suite au retrait de l'Inlandsis Laurentidien dans le nord du Québec. Il regroupe une brève synthèse des travaux antérieurs dans la région et les méthodes utilisées pour la cartographie et la datation des rivages marins. L'article présente également de nouvelles données de datation par l'application d'isotopes cosmogéniques (^{10}Be) ainsi que les gradients d'élévation des formes glaciomarines qui ont été mesurées sur la côte ouest de la baie d'Ungava.

Plusieurs auteurs ont contribué à la recherche menant à cet article scientifique. D'abord, Claudie Lefebvre-Fortier a effectué les travaux de terrain, les analyses en laboratoire et la rédaction de l'article sous la supervision de Martin Roy. Hugo Dubé-Loubert a participé à l'élaboration du projet, aux travaux de terrain et au traitement des données de datation. Étienne Brouard a produit les paléosurfaces et participé à la réalisation des figures et Joerg M. Schaefer a supervisé les travaux de laboratoire au *Lamont-Doherty Earth observatory* (NY, É.-U.).

**Chronologie et étendue de l'incursion de la Mer d'Iberville sur la côte ouest de
la baie d'Ungava : implications pour les modèles de déglaciation de l'Inlandsis
Laurentidien**

*Lefebvre-Fortier, Claudie¹, Roy, Martin¹, Dubé-Loubert, Hugo², Brouard, Etienne¹,
Schaefer, Joerg M.³*

¹ Département des sciences de la Terre et de l'atmosphère et GEOTOP, Université du Québec à Montréal, QC, Canada

² Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Qc, Canada

³ Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University, NY, USA

Mots-clés :

*Déglaciation, Inlandsis Laurentidien, incursion marine, datation cosmogénique,
cartographie*

Résumé

La déglaciation de l'Inlandsis Laurentidien dans le nord du Québec (Canada) a conduit à l'ouverture de la baie d'Ungava et à l'incursion subséquente de la Mer d'Iberville dans les zones côtières isostatiquement déprimées. Parallèlement, le retrait de la glace des grandes vallées connexes à la baie a conduit au drainage de plusieurs lacs proglaciaires qui s'étaient développés dans la partie centrale de la péninsule d'Ungava. Bien que ces décharges répétées d'eau de fonte aient pu contribuer à déstabiliser les conditions océaniques de l'Atlantique Nord, ces événements demeurent difficiles à intégrer au cadre paléogéographique en raison des incertitudes liées au patron de retrait de la marge glaciaire et au peu de contraintes chronologiques. Ces limitations pourraient provenir de lacunes dans les études antérieures, qui montrent d'importantes variations spatiales dans l'élévation de la limite marine maximale (LMM) et dans les gradients de soulèvement qui en découlent, en plus d'un large éventail d'âges radiocarbones associé à l'incursion marine. Cette étude a donc comme objectif de caractériser l'étendue maximale de la Mer d'Iberville et présente de nouvelles contraintes chronologiques afin d'améliorer le modèle régional de déglaciation. Pour ce faire, une cartographie détaillée des anciens rivages marins surélevés a été réalisée à l'aide d'images satellitaires à haute résolution (*Rapideye*, 5 m) et de modèles numériques d'élévation (MNE, résolution verticale de 2 à 16 m). Les observations ont ensuite été validées par des travaux sur le terrain qui ont permis de mesurer l'élévation de ces formes associées à l'incursion marine à l'aide d'un GPS différentiel (DGPS) de haute précision (± 1 m). Les travaux sont concentrés sur un transect nord-sud de 230 km le long de la côte ouest de la baie d'Ungava, en plus de deux transects est-ouest s'étendant vers l'intérieur de la péninsule, le long des rivières Arnaud et aux Feuilles. Les gradients de soulèvement établis montrent une augmentation de l'élévation de la LMM du nord au sud de la côte ouest de la baie d'Ungava et d'ouest en est sur les transects des rivières, ce qui suggère la présence d'un centre de dispersion glaciaire situé au sud de la baie d'Ungava lors de la déglaciation. Par ailleurs, l'utilisation de paléosurfaces corrige les effets du rebond postglaciaire sur les sites cartographiés, ce qui a permis de mieux délimiter les différents niveaux marins et de dissocier les rivages surélevés appartenant à la Mer d'Iberville de ceux associés aux lacs proglaciaires du centre de la péninsule. Enfin, les datations cosmogéniques (^{10}Be) obtenues par l'analyse de surfaces rocheuses provenant des limites de délavage et de blocs prélevés sur un delta marin indiquent une déglaciation rapide de l'est de la péninsule autour de $8,6 \pm 0,2$ ka BP. En plus de parfaire la chronologie de l'ouverture de la baie d'Ungava, cet âge ^{10}Be fournit une contrainte chronologique minimale aux drainages des lacs glaciaires dans la Mer d'Iberville. Dans l'ensemble, ces résultats devraient affiner les courbes régionales d'émersion postglaciaire en plus d'améliorer les reconstitutions paléogéographiques associées à la déglaciation de la péninsule d'Ungava.

2.1 Introduction

La péninsule d'Ungava est située dans le centre-nord du Québec et est ceinturée par les étendues d'eau formées par la baie d'Hudson à l'ouest, le détroit d'Hudson au nord et la baie d'Ungava à l'est (Figure 2.1). Ce secteur clé de la dernière glaciation en Amérique du Nord est associé à un important centre de dispersion de l'Inlandsis Laurentidien (LIS) et fut le dernier endroit de décrépitude de la LIS au Québec. (Lauriol et Gray, 1987 ; Clark *et al.*, 2000).

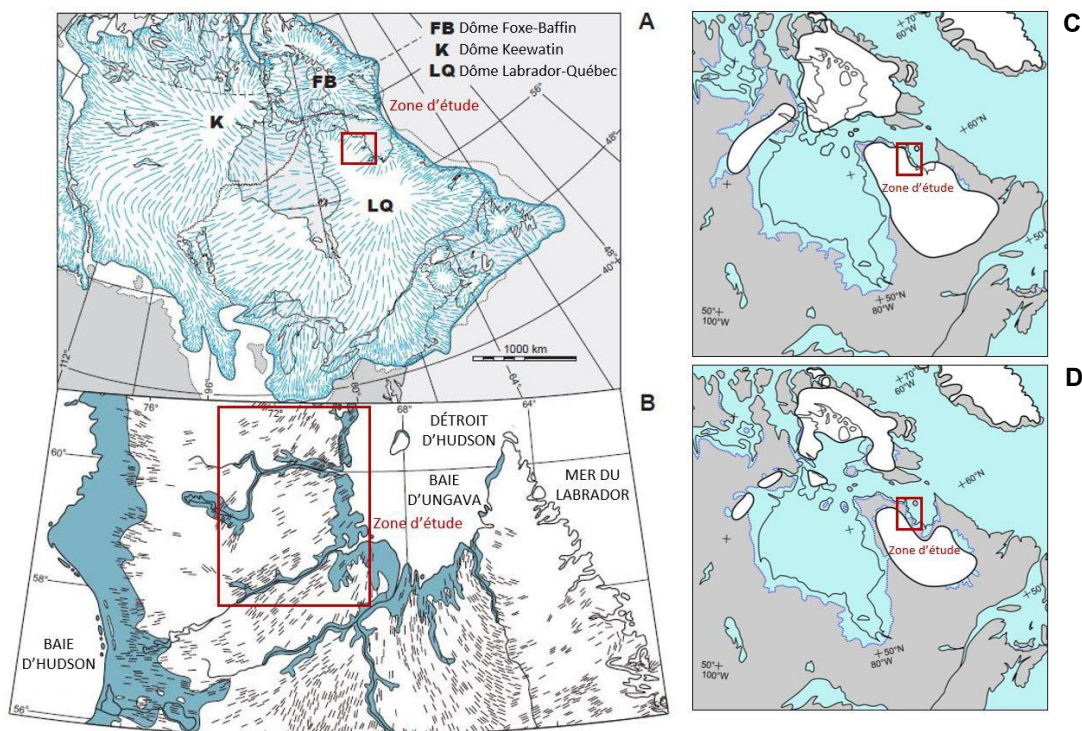


Figure 2.1 (A) Reconstruction schématique de l'Inlandsis Laurentidien (*Laurentide Ice Sheet* ; LIS) au maximum glaciaire (modifiée de Dyke et Prest, 1987). (B) Incursions marines postglaciaires (bleu) suivant la déglaciation de la péninsule d'Ungava (modifiée de Prest *et al.*, 1968). Extension de la LIS à 7 ka BP (C) et à 6,5 ka BP (D) (modifiée de Dyke, 2004).

La déglaciation de la péninsule révèle des patrons de retrait glaciaire et des modèles de relèvement glacio-isostatique complexes, reflétant l'isolement de masses de glace et le développement de grands lacs glaciaires autour de la baie d'Ungava (Figure 2.2 ; Ives, 1958 ; Lauriol, 1983 ; Jansson, 2003a ; Dubé-Loubert *et al.*, 2017). L'intégration de ces lacs au schéma de déglaciation régional est toutefois limitée par les incertitudes liées à la configuration de la marge glaciaire et à la rareté des contraintes chronologiques associées à ces événements (Ives, 1960 ; Barnett, 1963 ; Gray *et al.*, 1993).

La déglaciation a également permis l'incursion des eaux marines sur le pourtour des côtes de la péninsule qui étaient alors encore affectées par le réajustement glacio-isostatique (Figure 2.1B ; Andrews, 1973 ; Dyke *et al.*, 2005). Le retrait des glaces dans la portion est de la péninsule fut ainsi marqué par l'ouverture de la baie d'Ungava et l'incursion de la Mer d'Iberville dans les régions littorales et les vallées des principales rivières (Gangloff, 1976 ; Lauriol *et al.*, 1979 ; Lauriol et Gray, 1987 ; Veillette 1999 ; Clark *et al.*, 2000 ; Kleman 2010). L'extension de la transgression marine fut en partie contrôlée par l'enfoncement du territoire dû au poids de la calotte glaciaire ainsi que par l'augmentation du niveau marin occasionné par l'apport en eau de fonte aux océans. Les eaux marines se sont ensuite retirées suivant le réajustement glacio-isostatique de la croûte terrestre (Peltier, 1998). Bien que les formes et les dépôts marins perchés sur le territoire témoignent explicitement du niveau atteint par la LMM, la compréhension du patron régional de déglaciation est toutefois freinée par les incertitudes liées à l'étendue et à la chronologie de l'incursion de la Mer d'Iberville.

Par ailleurs, l'invasion marine étant quasi synchrone au développement des lacs glaciaires de l'Ungava, une meilleure caractérisation du cadre chronologique associé à l'incursion de la mer dans les vallées des grandes rivières fournirait une limite d'âge minimale au drainage de ces lacs auparavant endigués par la marge de glace (Ives, 1960 ; Barnett, 1963 ; Gray *et al.*, 1993).

Les recherches liées à ces événements sont d'autant plus importantes sachant que les décharges massives d'eau de fonte ont un impact considérable sur la circulation thermohaline de l'océan Atlantique Nord qui régule en grande partie les variations climatiques (Rahmstorf *et al.*, 2015 ; Yang *et al.*, 2016 ; Böning *et al.*, 2016). En effet, de nombreuses études ont démontré que la variabilité du climat au cours de l'intervalle de 15 000 à 7 000 ans avant aujourd'hui (before present; BP) peut être corrélée au drainage des grands lacs glaciaires qui s'étaient développés en périphérie des masses de glace (Barber *et al.*, 1999 ; Kleiven *et al.*, 2008 ; Jennings *et al.*, 2015 ; Lawrence *et al.*, 2016).

De plus, l'analyse des formes de terrain exposant les variations du niveau marin permet d'apporter des données essentielles sur le rebond glacio-isostatique postglaciaire. En effet, l'élévation et le gauchissement subit par les constructions glaciomarines reflètent les variations du relèvement glacio-isostatique entre les différents secteurs au cours de la transgression marine. Ces données peuvent donc être utilisées pour identifier les centres de relèvement postglaciaire et pour localiser les masses de glace rémanentes durant la déglaciation tardive.

Les présents travaux de recherche visent donc à caractériser l'incursion postglaciaire de la Mer d'Iberville sur la côte est de la péninsule d'Ungava. Nous proposons d'abord une reconstruction de l'étendue maximale de la submersion marine basée sur la cartographie (images satellitaires) et des mesures d'élévations (GPS différentiel) d'anciens rivages marins. La distribution spatiale de ces élévations a également servi à produire des plans de gauchissement régionaux et des paléosurfaces qui permettent de contraindre avec plus de précision le cadre paléogéographique de la région.

Enfin, nous présentons une nouvelle approche pour évaluer l'âge de l'incursion marine maximale, soit par la datation cosmogénique au ^{10}Be de limites de délavage et de deltas marins surélevés. Ces nouvelles données viennent combler les secteurs non couverts

par les datations traditionnelles basées sur le radiocarbone, qui nécessitent la présence de matière organique qu'on retrouve rarement au niveau de la limite marine maximale.

2.2 Cadres physiographique et paléogéographique de la péninsule d'Ungava

2.2.1 Physiographie et géologie

La zone à l'étude couvre la côte est de la péninsule d'Ungava, dans la partie nord du Québec (Figure 2.1). Le socle du territoire étudié est composé majoritairement de roches cristallines archéennes formant le craton de la province géologique du Supérieur (sous-province de Minto). La région inclut également la province géologique de Churchill composée de roches protérozoïques et formant la fosse d'Ungava à l'extrémité nord de la péninsule ainsi que la fosse du Labrador le long de la côte ouest de la baie (Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles - carte interactive du SIGEOM). Le cadre physiographique de cette région comprend le plateau de Larch dont l'élévation varie entre 300 et 150 m en s'abaissant vers le nord (Bostock, 1970 ; Gray et Lauriol, 1985). Ce plateau est disséqué par de grandes rivières qui sont majoritairement axées d'ouest en est (rivières aux Mélèzes, aux Feuilles et Arnaud). La portion orientale de la péninsule comprend deux principaux bassins versants, soit ceux des rivières Arnaud et aux Feuilles, qui se déversent vers la baie d'Ungava (Figure 2.2).

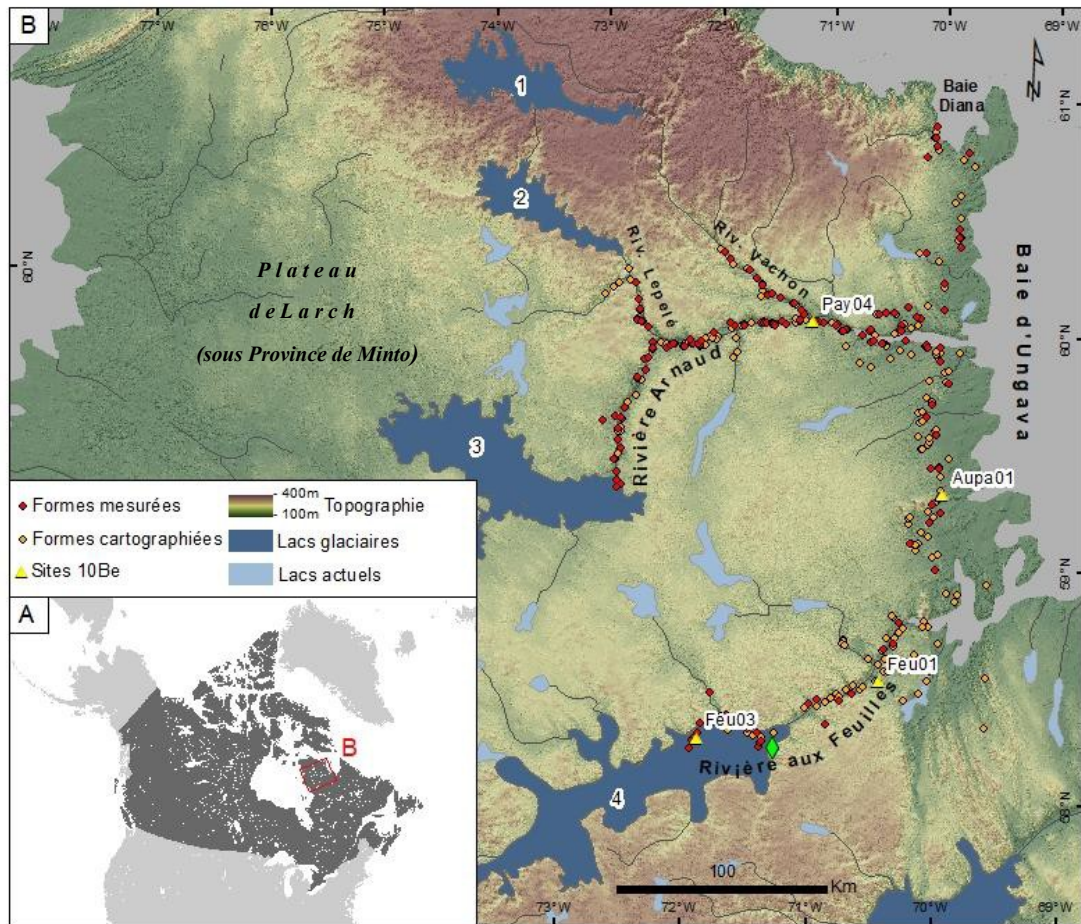


Figure 2.2 (A) Localisation de la zone d'étude. (B) Topographie et hydrographie du territoire. Localisation des lacs glaciaires ; (1) Lac Nantais (2) Lac Klotz (3) Lac Payne (4) Lac Minto (lacs modifiés de Dubé-Loubert *et al.*, 2018). Les cercles orange et rouge indiquent les sites où des formes marines ont été cartographiées et mesurées sur le terrain ; les triangles jaunes correspondent aux sites datés par la méthode d'exposition de surface (^{10}Be) et le losange vert représente la jonction du ruisseau Ptarmigan.

2.2.2 *Déglaciation régionale*

Les nombreuses formes de terrain et marques d'érosion répertoriées dans le nord du Québec soulignent les changements de configuration et l'activité du centre de glaciation du Québec-Labrador au cours du dernier cycle glaciaire (Prest *et al.*, 1968 ; Dyke *et al.*, 1982). L'étude de ces assemblages géomorphologiques a mené à l'identification d'un centre de dispersion glaciaire majeur, communément nommé le *Payne ice divide*, situé dans la partie centrale de la péninsule (Lauriol, 1982 ; Gray et Lauriol, 1985 ; Gray *et al.*, 1993 ; Daigneault et Bouchard, 2004 ; Daigneault, 2008). Cette zone centrale est principalement caractérisée par des formes de décrépitude glaciaire et est ceinturée par des champs de till fuselé et d'importants réseaux d'eskers. Ces ensembles morphologiques sont orientés perpendiculairement par rapport à la position présumée de la ligne de partage des glaces de Payne, suggérant des écoulements glaciaires divergeant depuis la partie centrale de la péninsule ainsi qu'un retrait glaciaire des côtes vers l'intérieur des terres (Lauriol et Gray, 1987). Le pourtour des rives de la péninsule est marqué par l'accumulation de sédiments marins et de formes littorales associés aux incursions marines postglaciaires de la Mer d'Iberville à l'est et de la Mer de Tyrrell à l'ouest. La présence de moraines de De Geer le long de la côte de la baie d'Hudson — et leur absence sur la côte de la baie d'Ungava — souligne une différence importante dans le mode de déglaciation de ces deux régions et reflète fort probablement un retrait asymétrique de la glace de part et d'autre de la péninsule (Clark *et al.*, 2000).

Par ailleurs, l'identification d'une zone de rencontre entre deux ensembles morphosédimentaires située directement au sud de la baie, communément appelée le *horseshoe unconformity*, a mené à différents modèles de retrait glaciaire. Le système de linéations au nord de cette discontinuité et convergeant vers la baie fut d'abord associé au développement d'un dôme de glace résiduel au tardiglaciaire (Prest *et al.*, 1968 ; Prest, 1975). Ce groupement fut ensuite interprété comme le retrait concentrique

d'une masse de glace à base froide centrée sur la baie d'Ungava (Kleman *et al.*, 1994 ; Jansson, 2003), et fut finalement expliqué par un modèle d'effondrement et de capture glaciaire acheminant la glace du centre de glaciation du Québec-Labrador vers la baie d'Ungava et le détroit d'Hudson (Hughes, 1964 ; Klassen and Thompson, 1993 ; Veillette *et al.*, 1999) avec le développement concomitant de courants de glace (Winsborrow *et al.*, 2004 ; Margold *et al.*, 2018). De récentes reconstructions (p. ex., Kleman *et al.*, 2010) semblent favoriser ce dernier modèle, lequel est en accord avec les patrons de relèvement isostatique postglaciaire (Veillette *et al.*, 1999) et avec l'occurrence de la réavancée de Gold Cove en provenance des basses-terres de la baie d'Ungava aux alentours de 9900 ¹⁴C ans BP (Stravers *et al.*, 1992 ; Kaufman *et al.*, 1993). Le modèle est également appuyé par la reconstruction des Lacs glaciaires Naskaupi et McLean au sud de la baie d'Ungava, qui nécessite la présence d'une marge de glace se retirant vers l'ouest-sud-ouest en période tardiglaciaire, soit vers 8 ka BP (Dubé-Loubert et Roy, 2017 ; Dubé-Loubert *et al.*, 2018).

2.2.3 Chronologie de la déglaciation

De nombreuses études présentent des datations radiocarbone (¹⁴C) reliées à la déglaciation de la partie est de la péninsule d'Ungava (*voir Annexe A*). Cependant, peu de ces âges ¹⁴C proviennent de l'intérieur des terres en raison de l'absence de matériel organique datable dans ces secteurs. La majorité des contraintes chronologiques disponibles documente donc la déglaciation et la transgression concomitante de la Mer d'Iberville directement au pourtour de la baie d'Ungava. La compilation de données radiocarbone à partir de différents travaux sur le territoire à l'étude (Gangloff *et al.*, 1976 ; Gray *et al.*, 1980 ; Lauriol, 1982 ; Lauriol et Gray, 1987) montre des âges compris entre 5040 ± 60 et 7220 ± 115 ¹⁴C ans BP pour la déglaciation de la côte ouest de la baie, dont 79 % des résultats sont compris entre 6150 et 7070 ¹⁴C ans BP (datations de 18 coquilles marines et âges non corrigés) (*voir Annexe B*). Ces résultats

excluent les analyses réalisées sur la gyttja et la tourbe et celles provenant de matériel recueilli à moins de 50 m au-dessus du niveau marin relatif (*meter above sea level* ; toutes les élévations qui suivent sont en m a.s.l.), puisque ces dernières ne sont pas forcément reliées à la limite marine maximale précoce. La distribution des âges ^{14}C montre donc un large éventail d'âges (écart de plus de 2000 ans) qui pourrait refléter des imprécisions liées aux protocoles de calibration des âges utilisés dans ces études pionnières. En effet, bon nombre de ces travaux remontent à plusieurs décennies et les informations sur les sites datés (localisation, élévation) et sur les résultats (laboratoire, méthode de correction) sont souvent insuffisantes, ce qui introduit une incertitude quant à la qualité des données.

Ce recensement d'âges ^{14}C compilés à partir de différents travaux dans la région contraste fortement avec les datations obtenues uniquement par Lauriol et Gray (1987). En effet, ces dernières montrent plutôt que les rivages fossilifères les plus élevés au pourtour de la baie d'Ungava ont été formés à peu près simultanément, soit autour de 7300 ans ^{14}C BP, excepté pour la partie sud-ouest de la baie d'Ungava près de la baie aux Feuilles, qui fut apparemment recouverte de glace jusqu'à 6500 ans BP. Ces résultats ont été interprétés comme reflétant une ouverture rapide de la baie d'Ungava.

Par ailleurs, une synthèse de l'ensemble des datations reliées à l'incursion de la Mer d'Iberville (Gray *et al.*, 1993) a permis la construction de courbes d'émersion postglaciaire sur la côte ouest de la péninsule. Bien qu'il y ait moins de contraintes chronologiques pour les courbes de la baie aux Feuilles, de Quaqtak et du nord-ouest de l'île d'Akpatok que pour la courbe d'Aupaluk-Kangirsuk, celles-ci montrent un patron similaire de rebond crustal rapide durant la phase marine précoce. Les isobases d'émergence du territoire depuis 6,5 ^{14}C ka ont quant à elles été interprétées comme reflétant un important centre de soulèvement au sud de l'Ungava, avec un gradient s'abaissant de 0,5 à 0,6 m/km entre la baie aux Feuilles et le nord-est de l'île d'Akpatok. Ces courbes d'émergence demeurent toutefois très schématiques en raison

du faible nombre de contraintes chronologiques à l'intérieur de la péninsule et dans le secteur de la baie aux Feuilles, notamment après 6 ¹⁴C ka BP (Gray *et al.*, 1993 ; Vacchi, 2018). Enfin, les modèles de retrait glaciaire basés sur les reconstructions d'isobases sont souvent imprécis en raison du fait que ces dernières ont dû être interpolées approximativement entre les sites des courbes d'émergence (Gray *et al.*, 1993).

2.2.4 *Étendue de la limite marine maximale*

La cartographie des formes de terrain associées à la Mer d'Iberville a permis de délimiter l'étendue de l'incursion marine sur la côte ouest de la baie d'Ungava (Lauriol et Gray, 1983 ; Allard *et al.*, 1989 ; Gray *et al.*, 1993). Les rivages répertoriés dans les travaux de Gray *et al.* (1993) montrent un abaissement du niveau maximal du sud vers le nord de la côte, passant de 175 m d'élévation à l'embouchure de la rivière aux Feuilles (au sud) à 119 m près de la baie Diana (au nord). Ces données ont été interprétées comme reflétant un important rebond postglaciaire dans la partie sud-ouest de la baie d'Ungava suite à l'incursion marine, ce qui témoignerait d'une imposante charge de glace dans ce secteur durant la déglaciation tardive.

Une tendance similaire a été observée dans les vallées des grandes rivières où la limite marine mesurée s'abaisse de la côte vers l'intérieur de la péninsule, soit d'est en ouest. En effet, dans la vallée de la rivière Arnaud, le niveau maximal de la mer passe de 137 m sur la côte à 125 m à la jonction avec la rivière Vachon. De façon similaire, l'ancien niveau marin varie de 175 m à l'embouchure de la rivière aux Feuilles avec la baie jusqu'à atteindre 154 m d'élévation à la jonction avec le ruisseau Ptarmigan. Cette variation du dénivelé de la limite marine fut attribuée à un retrait graduel de la marge glaciaire alors que le réajustement crustal était encore très rapide (Lauriol et Gray, 1983). De plus récents travaux suggèrent que les rivages fortement surélevés aujourd'hui seraient associés à des régions ayant été recouvertes par une plus grande

épaisseur de glace et/ou qui auraient été déglacées plus tardivement (Allard *et al.*, 1989).

Bien que certaines mesures aient été relevées sur le terrain à l'aide d'altimètre barométrique (précision des instruments non spécifiée), la plupart des formes de terrain servant à reconstruire la LMM ont été cartographiées sur des photos aériennes, tandis que leur élévation a été rapportée via des cartes topographiques (1 : 12 200, avec intervalle de courbes de niveau de 20'). Ce manque de mesures de terrain engendre donc une grande variation spatiale des données d'élévation en plus de complexifier la distinction entre les rivages marins et glaciolacustres. Notamment, dans le secteur à l'étude, les élévations de formes littorales marines se superposent avec celles du Lac glaciaire Minto qui occupait l'amont de la vallée de la rivière aux Feuilles, celles des Lacs glaciaires Nantais et Klotz situés dans la partie supérieure des rivières Vachon et Lepellé respectivement, ainsi qu'avec celles du Lac glaciaire Payne au centre de la péninsule (Figure 2.2 ; Lauriol et Gray, 1987 ; Gray *et al.*, 1993 ; Roy *et al.*, 2019). Par ailleurs, les études ayant délimité l'étendue maximale de l'invasion par la Mer d'Iberville ont considéré plusieurs variétés de formes marines, dont certaines pourraient traduire une pause dans l'émersion marine, sans toutefois être associées au niveau maximal atteint par la mer (delta, terrasse, gradin d'érosion). Ainsi, des travaux de terrain détaillés permettraient de préciser l'étendue de la limite marine maximale et du fait même, de mieux définir les gradients de rebond crustal qui ont suivi l'incursion de la mer, éléments essentiels à l'établissement du patron régional de déglaciation.

2.3 Méthodologie

2.3.1 Cartographie et reconstruction des gradients glacio-isostatiques

Les formes glaciomarines édifiées par la Mer d'Iberville (limite de délavage, terrasse, delta et gradin d'érosion) ont d'abord été cartographiées (position et élévation) à l'aide

du logiciel ESRI ArcMAP 10.5.1 à partir d'une combinaison d'images satellitaires de type *Rapideye* (résolution de 5 m) et du modèle numérique d'élévation du Canada (*Canadian Digital Elevation Model*; CDEM ; résolution verticale de 2 à 16 m ; voir *Annexe C*). La cartographie a été réalisée de façon systématique le long de trois transects : un transect orienté nord-sud le long de la côte ouest de la baie d'Ungava (~230 km) et deux transects est-ouest, le long de la vallée de la rivière aux Feuilles (~130 km) et l'autre longeant la vallée de la rivière Arnaud (~160 km) et ses principaux affluents au nord, soit les rivières Vachon et Lepellé (Figure 2.2 ; voir *Annexe D*). Les données cartographiées ont ensuite été validées par des travaux de terrain qui ont permis de mesurer l'élévation des rivages marins à l'aide d'un GPS différentiel (*Geneq Inc. SX Blue*) de haute précision (déviations verticales moyennes de 0,7 m ; voir *Annexe E*).

La reconstruction de la limite marine maximale est basée sur les données d'élévation des limites de délavage (*washing limits*), qui enregistrent la position la plus élevée atteinte par la Mer d'Iberville sur le territoire d'étude. À l'opposé, les gradins d'érosion, les terrasses et les deltas se retrouvent généralement sous la LMM. En effet, certaines de ces constructions de moindre élévation ont pu être édifiées lors de pauses au cours de la régression marine, suivant le réajustement glacio-isostatique de la croûte. Les mesures d'élévation de ces différentes formes, en plus de celles des limites de délavage, ont toutefois servi à construire les gradients de gauchissement des rivages marins qui expriment le relèvement différentiel de la croûte en fonction des trois transects. Ces gradients ont été établis en corrélant visuellement l'élévation des formes le long des transects étudiés. Les plans ainsi définis mettent en relief l'existence de différents niveaux marins.

2.3.2 Reconstruction de la paléosurface et de l'incursion marine maximale

L'étendue de l'incursion marine maximale a été établie à partir d'un modèle numérique d'élévation qui tient compte de la déformation des rivages par le réajustement isostatique postglaciaire (*glacial isostatic adjustment*; GIA). Pour ce faire, la reconstruction utilise les données prédites d'enfoncement glacio-isostatique du modèle ICE-6G_C (Peltier *et al.*, 2015; 1° x 1°) à 7 ka BP, lequel correspond au moment de la déglaciation finale tel que déterminé par les travaux antérieurs. Ces données d'ajustement crustal ont été interpolées à une résolution de 100 m et soustraites des valeurs d'élévation du CDEM (territoire à l'actuel ; 0 ka) pour fournir une paléosurface d'élévation (Godbout *et al.*, *sous presse*).

Les formes cartographiées et celles mesurées sur le terrain ont donc été projetées sur cette paléosurface afin d'obtenir l'étendue de la Mer d'Iberville sans l'effet du réajustement isostatique postglaciaire (*voir Annexe E*). Si le retrait de la glace s'est bel et bien fait de façon synchrone autour de 7 ka BP, les élévations devraient alors former un plan subhorizontal non déformé autour de 0 m a.s.l. Le secteur d'étude a ensuite été divisé en plusieurs zones d'est en ouest suivant les valeurs maximales de paléoélévation qui sont basées sur les mesures de limites de délavage pour obtenir l'étendue du niveau marin maximal sur le territoire actuel.

2.3.3 Géochronologie

Le roc formant les limites de délavage et des blocs erratiques à la surface d'un delta à l'embouchure de la rivière aux Feuilles ont été échantillonnés afin de contraindre la chronologie de l'incursion marine par la datation cosmogénique. Cette méthode est basée sur l'accumulation de nucléides de Béryllium 10 (^{10}Be) dans la roche suivant son exposition aux rayons cosmiques. Notre approche s'appuie sur le fait que les surfaces

ou les blocs échantillonnés ont subi une forte érosion durant la dernière glaciation et qu'elles ne devraient donc pas préserver de ^{10}Be hérité d'expositions antérieures. Suite à la déglaciation, l'érosion littorale a mené à la formation des limites de délavage et des deltas et a donc permis d'exposer au rayonnement cosmique une surface de roche fraîche dont le taux de nucléides accumulés représente l'âge de l'incursion marine (Figure 2.3). Cette méthode a été testée avec succès dans des environnements glaciaires présentant des similarités avec notre secteur d'étude (Godbout *et al.*, 2017 ; Dubé-Loubert *et al.*, 2018).

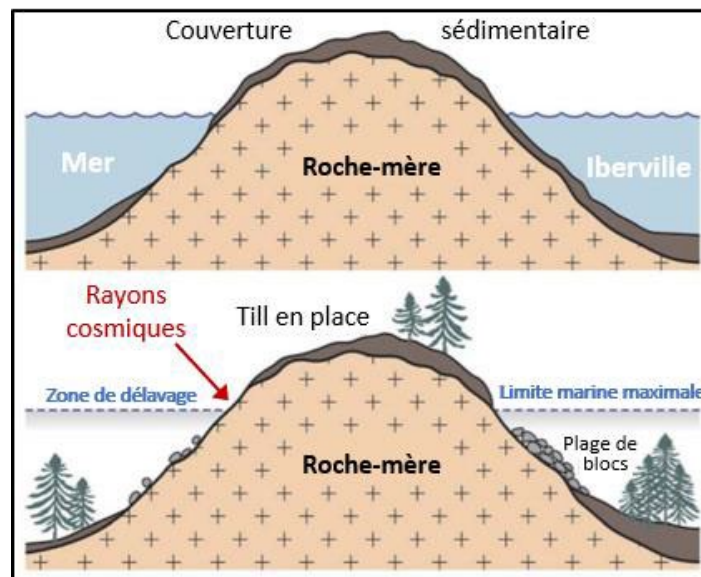


Figure 2.3 Processus de formation d'une limite de délavage et exposition des surfaces délavées aux rayons cosmiques (modifiée de Godbout et al., 2017).

Un total de 9 échantillons de matériel granitique a été collecté à partir de quatre sites, soit trois limites de délavage (1 à 2 échantillons de roc par site) et 1 delta (4 blocs par site ; voir Annexe F). Deux de ces sites sont situés directement sur la côte ouest de la baie : une limite de délavage à l'embouche de la rivière Arnaud et un delta à

l'embouchure de la rivière aux Feuilles. Deux limites de délavage ont aussi été prélevées dans la partie amont des vallées de ces deux rivières (Figure 2.2).

Les sites choisis pour la datation sont caractérisés par des surfaces élevées et planes de même que bien exposées au vent afin d'éviter les corrections associées à la pente et au couvert de neige (Gosse et Phillips, 2001 ; Ivy-Ochs et Briner, 2014). Pour ces mêmes raisons, les blocs erratiques sélectionnés sur le delta montrent une surface plane et une hauteur de plus de 1 m. Les blocs les mieux enchâssés dans le sédiment ont aussi été priorisés afin de minimiser le risque de mouvement post-dépositionnel qui provoquerait potentiellement un arrêt ou un changement des paramètres d'exposition aux rayons cosmiques. Les échantillons provenant des limites de délavage ont été prélevés dans la partie supérieure du rivage, aux endroits où le roc montrait des évidences claires d'érosion glaciaire, afin de minimiser la proportion de ^{10}Be hérité. Pour chacun des granitoïdes échantillonnés, entre 1,4 et 2 kg de matériel ont été recueillis à l'aide d'une scie à roche dans les deux premiers centimètres de la surface du roc.

La préparation des échantillons s'est faite au centre de recherche *Lamonth-Doherty Earth Observatory* (LDEO) de *Columbia University*, conformément au protocole du laboratoire de datation cosmogénique en place (Schaefer *et al.*, 2009). Les échantillons ont d'abord été broyés afin d'obtenir une fraction granulométrique comprise entre 150 et 600 μm , puis le quartz a été séparé des autres minéraux par une série de procédés comportant des solutions moussantes, des bains d'acide fluorhydrique (HF) et des séparations par liqueur dense. Le ^{10}Be a ensuite été extrait du quartz par différentes attaques à l'acide (HClO_4 et HCl) et par des échanges anioniques et cationiques pour isoler les éléments en traces (c.-à-d., Fe, Ti et Al). La dernière étape a consisté en la précipitation et la combustion du béryllium et finalement à l'insertion de l'oxyde de béryllium dans une cathode contenant du niobium. Ce résidu a ensuite été analysé par spectrométrie de masse au *Lawrence Livermore National Laboratory* (Californie, É.-

U.) afin d'obtenir les ratios de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$, qui sont calibrés à l'aide du standard 07KNSTD3110. Une correction préliminaire a été apportée aux données en considérant le ratio d'un échantillon stérile ($2\,953 \times 10^{-16} \pm 1\,117 \times 10^{-16}$; voir *Annexe G*).

Les âges ont été calculés à l'aide du calculateur en ligne *Cronus Earth* (version 3; <https://hess.ess.washington.edu/>) en utilisant le taux de production du ^{10}Be de l'île de Baffin et de l'Arctique ($3,96 \pm 0,15$ atomes $\text{g}^{-1} \text{an}^{-1}$; Young *et al.*, 2013) et selon le schéma de mise à l'échelle du modèle LSDn (Lifton *et al.*, 2014). Deux méthodes de calcul des âges ont été employées et comparées dans le but d'obtenir les résultats les plus représentatifs. La première méthode consiste à appliquer une correction à l'élévation des sites d'échantillonnage afin de tenir compte du relèvement glacio-isostatique depuis leur déglaciation (voir *Annexe H*). Ainsi, le taux de rebond postglaciaire est calculé par intervalle de 500 ans à partir d'une interpolation (résolution spatiale de 100 km) des données du modèle ICE-6G_C (Peltier *et al.*, 2015). Le soulèvement moyen depuis le moment où le site a été déglacé (déterminé à partir des âges ^{10}Be non corrigés pour l'élévation) est ensuite soustrait à son élévation actuelle afin d'obtenir la valeur corrigée, laquelle est utilisée pour calculer l'âge ^{10}Be (voir *Annexe I.1*). Cette approche nécessite toutefois d'appliquer une correction d'élévation majeure aux sites étudiés, qui varie entre 76 et 102 m, ce qui représente 41 à 49 % des élévations originales. Cette correction influence considérablement les âges calculés qui sont alors vieillissés de 607 à 932 ans. Bien que cette approche tienne compte d'un important facteur dans le calcul des âges cosmogéniques (c.-à-d., l'influence de l'élévation sur le taux de production), elle comporte cependant une limitation non négligeable. En effet, le site de calibration pour le taux de production utilisé dans les calculs des âges a lui aussi été affecté par le rebond postglaciaire, sans toutefois avoir été corrigé pour ces changements temporels d'élévation. Conséquemment, en l'absence de valeurs corrigées du taux de production du site d'étalonnage pour cet effet (un exercice complexe qui nécessite la modélisation de la redistribution de la masse

atmosphérique et son effet sur la production), l'application d'une correction pour le rebond glacio-isostatique dans le calcul des âges de nos échantillons introduirait des incertitudes additionnelles aux datations.

Par ailleurs, le site d'étalonnage du taux de production est localisé relativement près des sites d'échantillonnage de cette étude et a donc été affecté par un rebond postglaciaire et une chronologie de déglaciation présentant des similarités avec la région étudiée, ce qui contribue à atténuer en partie l'effet de ces changements d'élévation sur les résultats. Pour ces raisons, nous favorisons ici une deuxième méthode de calcul des âges ^{10}Be standard qui ne tient pas compte des corrections pour les effets du GIA (*voir Annexe I.2*). Cette approche est en accord avec des travaux qui suggèrent que les effets du relèvement postglaciaire sur les sites d'échantillonnage sont significativement compensés par les modifications engendrées par les changements atmosphériques en lien avec les variations temporelles de la couverture de glace (Staiger *et al.*, 2007 ; Young *et al.*, 2013 ; Balco, 2019). Les âges obtenus à partir de ces deux approches de calculs sont présentés dans la prochaine section bien que seulement les âges de la 2^e approche soient considérés (Tableau 2.1).

L'incertitude géologique et l'incertitude analytique moyenne associées aux datations ont été calculées selon deux méthodes de regroupement de données (Cuzzone *et al.*, 2016 ; Dubé-Loubert *et al.*, 2018). Pour représenter les âges en tenant compte de la variation locale des différents sites, les incertitudes ont d'abord été calculées en regroupant les échantillons par site. Ensuite, les calculs d'incertitudes servant à identifier les analyses incohérentes (*outliers*) ont été réalisés en regroupant les données par type de forme de terrain (limites de délavage vs delta). Compte tenu du faible nombre de données par site, cette approche permet de s'appuyer sur une population de données plus adéquate, malgré le fait qu'elle ne permet pas de souligner les variations d'âge locales.

L'incertitude géologique est définie comme l'écart type des âges pour un même site, tandis que l'incertitude analytique moyenne représente la moyenne de l'incertitude des mesures du spectromètre de masse pour les échantillons d'un même site. Dans le cas où l'incertitude géologique est supérieure à l'incertitude analytique moyenne, l'âge du site est défini par la moyenne arithmétique de la population et son incertitude correspond à l'erreur type des âges (écart type des âges divisé par la racine carrée du nombre d'échantillons). À l'opposé, lorsque l'incertitude analytique moyenne est supérieure à l'incertitude géologique, l'âge du site est représenté par la moyenne pondérée de l'erreur de la population et son incertitude associée est définie par l'incertitude pondérée de l'erreur (un sur la somme de un divisée par l'incertitude analytique au carré pour chaque échantillon). Bien que cette approche fournisse une estimation conservatrice des résultats des datations et de l'incertitude des échantillons, les différences entre les âges dérivés de ces deux méthodes sont négligeables puisqu'ils diffèrent de moins de 100 ans, ce qui est inférieur à l'incertitude d'âge des différents sites. Finalement, dans le cas où nos âges ^{10}Be sont comparés à des âges provenant d'autres méthodes de datation, l'incertitude du taux de production est ajoutée en quadrature.

2.4 Résultats

2.4.1 *Caractéristiques des formes marines cartographiées*

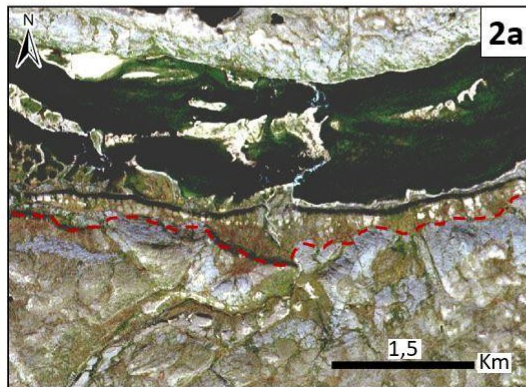
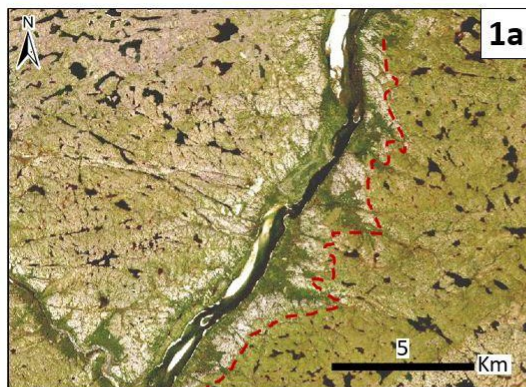
Différentes formes de terrain (limites de délavage, terrasses, deltas et gradins d'érosion) ont été cartographiées afin de délimiter l'étendue de la Mer d'Iberville sur la portion est de la péninsule (Figure 2.4). D'abord, les limites de délavage sont répertoriées dans les secteurs pourvus d'une couverture sédimentaire mince. Ces limites forment des bandes subhorizontales de roc longeant les vallées des rivières et les parois orientées face à la baie, où les dépôts glaciaires (till) ont été érodés par

l'action des vagues (Figure 2.4 ; 1a et 1b). Elles marquent la limite marine maximale, comme en témoigne la présence de sédiments glaciaires non remaniés qui délimitent la partie supérieure de ces formes d'érosion littorale. La portion inférieure des limites de délavage est généralement bordée d'un cordon de blocs empilés d'environ 2 m de hauteur, à pente abrupte (60°), qui témoigne de l'accumulation du matériel érodé (till) et du lessivage de la matrice fine par les vagues. L'élévation de ces limites peut varier localement en raison du processus de gélifluxion ou de la configuration de certaines vallées ou parois rocheuses, dont l'angle avec la houle ou le confinement du roc peut accroître l'amplitude des vagues et des marées (Lauriol, 1982). Afin de minimiser ces incertitudes et uniformiser la prise de données, les mesures d'élévation ont été prélevées à la limite entre le roc décapé et le till en place au sommet, dans des secteurs ouverts et où le roc montre un faible pendage (10° à 25°).

Les terrasses marines sont constituées d'accumulations de sables et graviers de 10 à 300 m de largeur. Ces formes longeant les vallées des rivières peuvent être suivies sur plusieurs dizaines de mètres à quelques kilomètres (Figure 2.4 ; 2a et 2b). Les deltas marins sont quant à eux caractérisés par un grand volume de sables et graviers couvrant généralement des étendues considérables pouvant atteindre quelques kilomètres de largeur (Figure 2.4 ; 3a et 3b). On retrouve fréquemment d'importants chenaux ou canyons qui se dessinent à l'amont de ces formes et qui illustrent les couloirs empruntés par l'eau de fonte canalisée vers la mer. Les terrasses et les deltas sont particulièrement bien développés à l'intérieur des vallées des rivières, notamment le long de la rive sud de la rivière Arnaud, où ces constructions marines s'organisent autour de deux niveaux marins continus (Figure 2.4 ; 2b). Les mesures d'élévation ont été prises uniquement sur les formes présentant une continuité latérale et/ou auxquelles sont reliés d'autres terrasses ou deltas à proximité, tandis que celles situées directement à l'embouchure des petits cours d'eau ont été rejetées en raison du fait que leur élévation dépend souvent des conditions topographique et hydrologique locales (Zenkovich, 1967).

Enfin, les gradins d'érosion (*wave-cut notches*) sont principalement localisés le long de la côte de la baie d'Ungava et jusqu'à 90 km à l'intérieur des terres. Elles consistent en des encoches d'environ 2 m de haut par 500 m de long généralement incisées par l'action des vagues le long des flancs de formes fuselées (Figure 2.4 ; 4a et 4b). Ces *wave-cut notches* sont souvent accompagnées de flèches littorales ou de plages accrochées à l'extrémité de la forme. L'élévation des gradins d'érosion a été mesurée

Formes au *Rapideye*



Formes sur le terrain



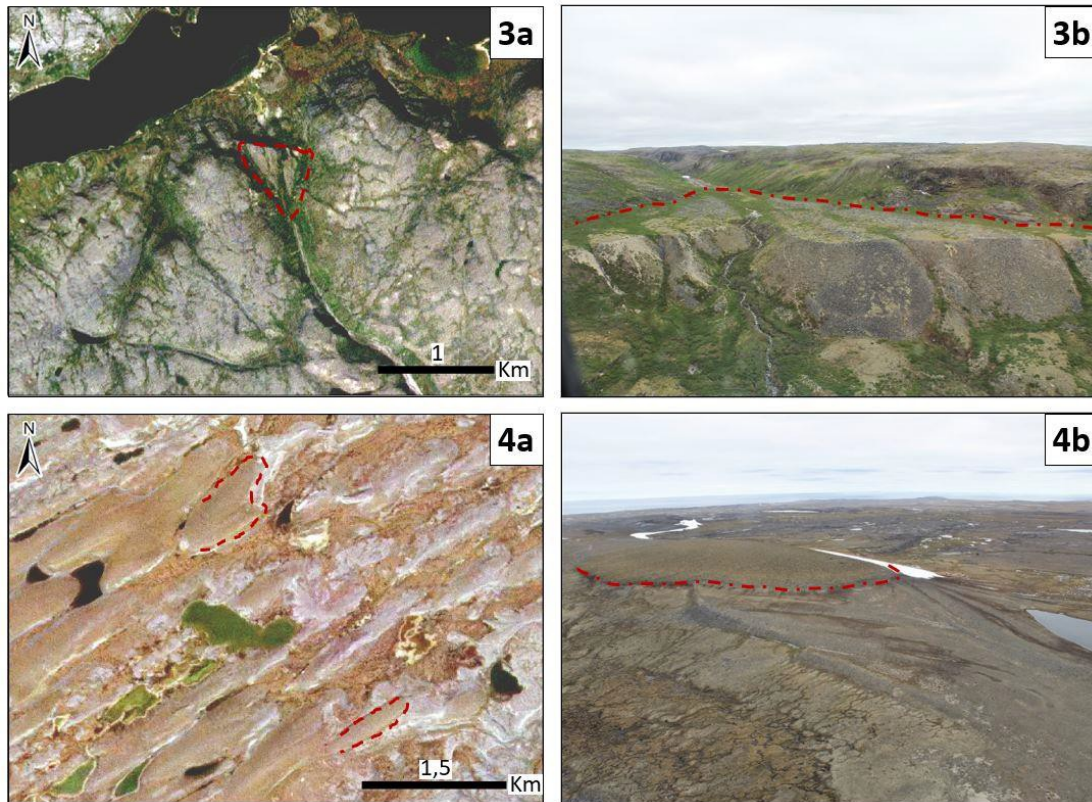


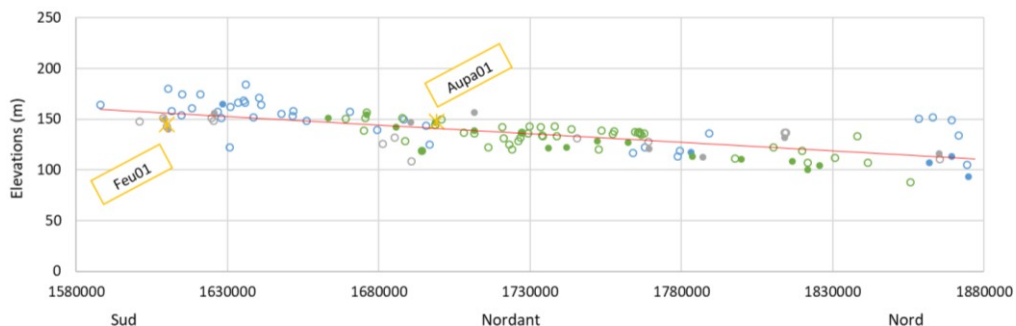
Figure 2.4 Exemples de formes cartographiées par images satellitaires (colonne gauche) et sur le terrain (colonne droite). On observe : (1) des limites de délavage (roc mis à nu); (2) des terrasses (présentes sous le roc délavé); (3) des deltas; et (4) des gradins d'érosion (accumulations de sables et graviers au pied des formes fuselées).

2.4.2 *Élévation des formes de terrain*

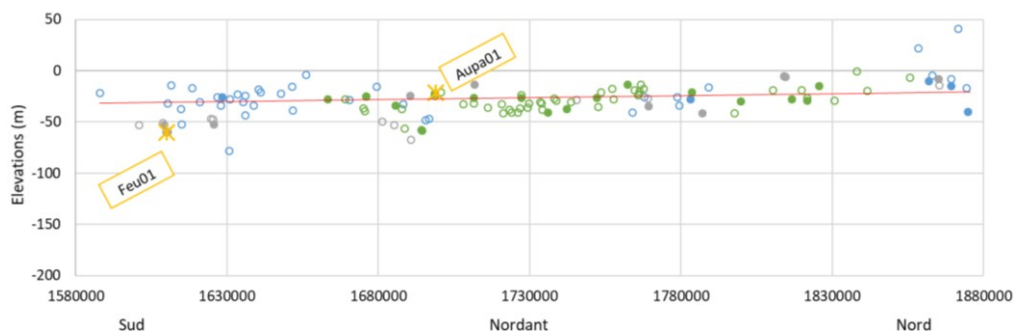
Les élévations des formes cartographiées et de celles mesurées sur le terrain sont regroupées à l'intérieur des graphiques d'élévation de la limite marine en fonction de la distance sur chacun des transects. Les données sont présentées relativement à la surface actuelle et à la paléosurface de 7 ka BP (Figure 2.5).

Une grande superficie du transect nord-sud sur la côte ouest de la baie d'Ungava est caractérisée par des zones de formes fuselées, lesquelles sont marquées d'une forte concentration de gradins d'érosion. La distribution des données sur la surface actuelle montre une augmentation de l'élévation de la limite marine du nord vers le sud, dont la tendance passe de 107 à 160 m d'élévation (Figure 2.5a). Le niveau marin observé sur la paléosurface est quant à lui restitué à l'horizontale et montre un plan uniforme défini par des rivages rassemblés autour de -25 m (Figure 2.5b).

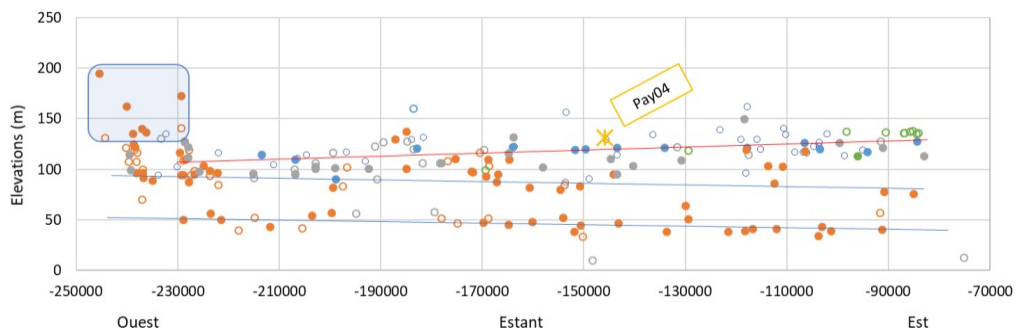
A) Élévations des formes marines - Côte ouest baie d'Ungava (surface actuelle)



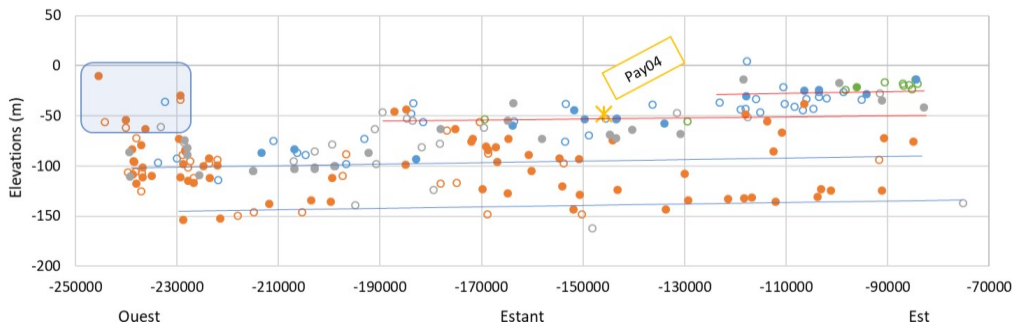
B) Élévations des formes marines - Côte ouest baie d'Ungava (paleosurface)



C) Élévations des formes marines - Rivière Arnaud (surface actuelle)



D) Élévations des formes marines - Rivière Arnaud (paleosurface)



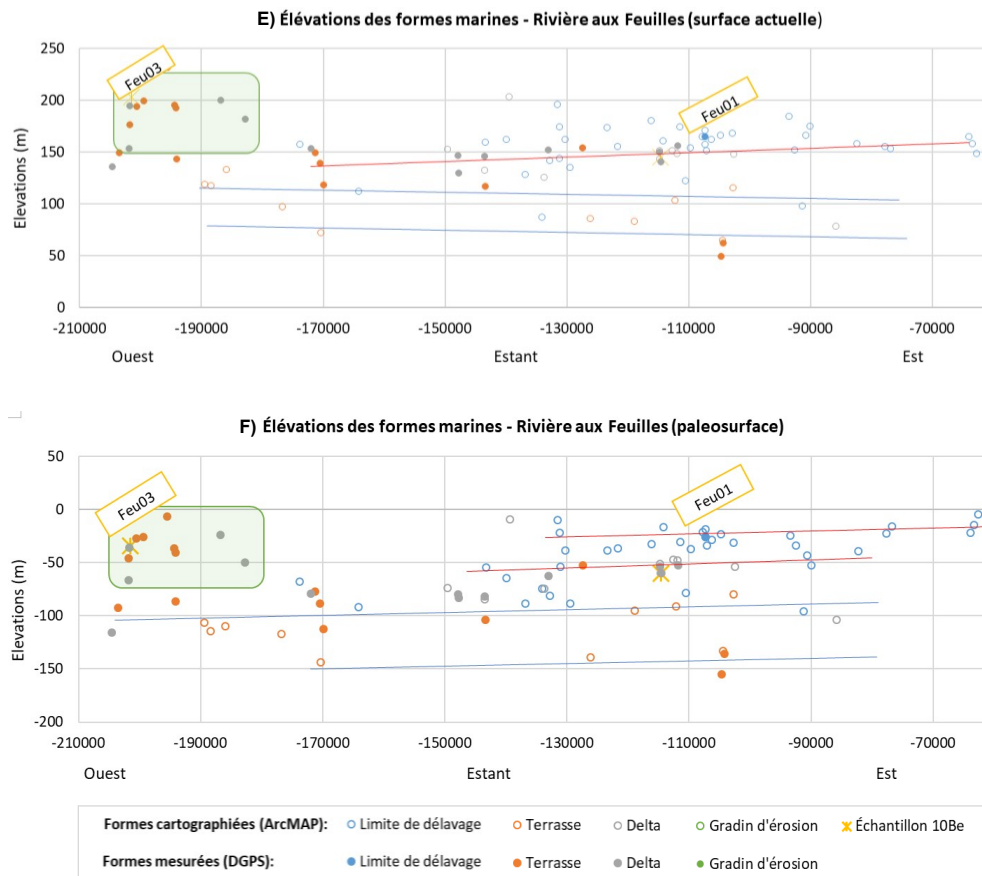


Figure 2.5 Graphiques de l'élévation de la limite marine en fonction de la distance sur chacun des trois transects, relativement à la surface actuelle et à la paléosurface de 7 ka BP. Les lignes rouges représentent le niveau marin maximal et les lignes bleues illustrent les niveaux de terrasses plus bas. Les rectangles bleus et verts regroupent les mesures attribuées aux rivages des Lacs glaciaires Payne et Minto respectivement. Les marqueurs pleins symbolisent les mesures prises sur le terrain tandis que les cercles vides marquent les données provenant de la cartographie par le DEM.

Le transect est-ouest de la rivière Arnaud expose quant à lui un niveau marin maximal qui se distingue par les nombreuses limites de délavage et certains deltas élevés. Sur la surface actuelle, la tendance suivant la LMM s'étend entre 107 et 130 m d'élévation (Figure 2.5c). Ce secteur est aussi marqué par une série de terrasses étagées qui sont particulièrement bien définies sur la rive sud de la vallée. La terrasse la plus basse qui s'étend tout le long de l'axe principal de la vallée forme le niveau le mieux développé à 45 m. Enfin, un deuxième niveau de terrasses, bien que moins régulier en étendue, est rencontré autour de 80 m d'élévation.

Sur le transect de la rivière aux Feuilles, plusieurs limites de délavage bien développées ont été cartographiées sur le versant sud de la vallée. L'élévation de la tendance définie par ces formes permet de définir la limite marine maximale qui s'étend entre 134 et 161 m. Par ailleurs, plusieurs deltas sont associés à ce niveau maximal et montrent une élévation moyenne de 147 m (Figure 2.5e). Le secteur présente également des terrasses étagées, mais les mesures de ces formes sont peu nombreuses, limitant ainsi l'établissement de niveaux marins fiables.

Bien que les formes édifiées le long de la rivière aux Feuilles soient moins bien définies que celles dans la vallée de l'Arnaud, les deux transects illustrent des tendances similaires sur les graphiques des surfaces actuelles (Figures 2.5c et 2.5e). En effet, on observe que l'élévation des limites de délavage et des deltas formant le niveau le plus élevé diminue vers l'ouest. Les terrasses forment quant à elles une série de niveaux inférieurs s'abaissant légèrement vers l'est.

De plus, la projection des élévations des formes de rivages sur la paléosurface permet de délimiter plus précisément les différents niveaux marins sur les deux transects est-ouest, lesquels montrent des plans subhorizontaux, légèrement inclinés vers l'ouest (Figures 2.5d et 2.5f). Les plans formés par les terrasses marines sont regroupés aux alentours de -140 m et -95 m d'élévation, mais ces formes deviennent parfois moins nombreuses dans la portion centrale des transects et se perdent quasi complètement

dans l'extension ouest des deux rivières. Dans cette partie amont des vallées (étant -180 000 à -210 000), on remarque la présence de terrasses considérablement élevées qui ne suivent plus la tendance générale définie par l'ensemble des données. Enfin, la LMM longeant les deux rivières et définie par les formes les plus élevées (limites de délavage et deltas), une fois projetée sur la paléosurface, apparaît scindée en deux niveaux marins alignés autour de -20 et -52 m d'élévation et discontinus vers l'ouest.

2.4.3 Reconstruction de la limite marine maximale

La distribution spatiale et le nombre élevé de rivages marins répertoriés dans la région permettent d'avoir un bon contrôle sur l'étendue de la LMM. Celle-ci a été reconstruite en projetant les paléoélevations des limites de délavage (c.-à-d., les élévations maximales obtenues sur la surface de 7 ka BP) sur la surface actuelle (Figure 2.6). Du nord au sud de la côte ouest de la baie d'Ungava, la reconstruction montre que le niveau maximal de la Mer d'Iberville a atteint en moyenne 107 m près de la baie Diana (61° N), 133 m à l'embouchure de la rivière Arnaud (60° N), 140 m à Aupaluk, et 170 m à la baie aux Feuilles (59° N). D'est en ouest sur la rivière Arnaud, la LMM s'abaisse de 133 m (70° W) à 107 m à l'embouchure de la rivière Lepellé (72,5° W). La limite marine maximale est un peu plus élevée dans la vallée de la rivière aux Feuilles, passant de 170 m à la baie aux Feuilles (70° W) à 134 m au croisement du ruisseau Ptarmigan (71,5° W).

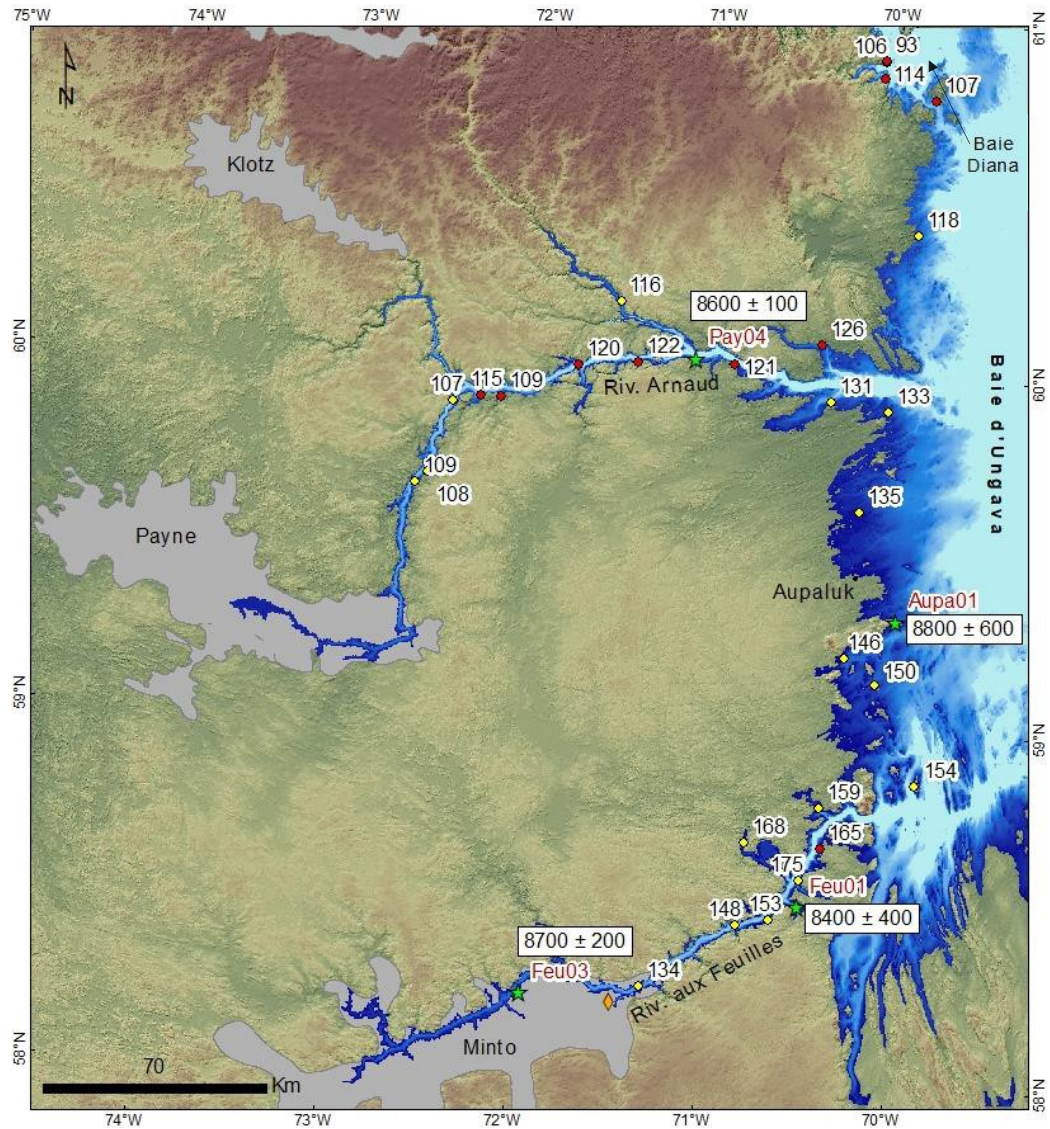


Figure 2.6 Limite maximale atteinte par la Mer d'Iberville par rapport à la surface actuelle du territoire (bleu). Les sites d'échantillonnage pour la datation au ^{10}Be sont représentés par les étoiles vertes et les âges d'exposition moyens (^{10}Be) sont inscrits dans les rectangles blancs. Les cercles jaunes et rouges représentent l'élévation des limites de délavage pour les formes cartographiées par *Rapideye* et pour celles mesurées sur le terrain respectivement. Le losange orange indique la jonction du ruisseau Ptarmigan.

2.4.4 Géochronologie

Les résultats des datations cosmogéniques (^{10}Be) pour les surfaces rocheuses des limites de délavage et pour les blocs du delta échantillonné sont présentés au Tableau 2.1. Les âges d'exposition de l'ensemble des 9 échantillons varient de 7800 ± 200 à 9700 ± 200 ans BP, avec des incertitudes associées se situant entre 2,1 et 3,8 %. Dans l'ensemble, la distribution des âges et leur incertitude forment une banque de données très cohérente.

Tableau 2.1 Informations sur les échantillons et âges d'exposition.

Échantillon	Forme de terrain	Latitude (DD)	Longitude (DD)	Âges non-corrigés pour le GIA			Âges corrigés pour le GIA		
				Élévation (m)	LSDn $\pm 1\sigma$ (ans)	1 σ (%)	Élévation (m)	LSDn $\pm 1\sigma$ (ans)	1 σ (%)
Pay04-A	Limite de Délavage	60,05	-71,12	130	8600 \pm 200	2,3	53	9330	207
Pay04-B	Limite de Délavage	60,05	-71,12	131	8600 \pm 200	2,3	54	9344	211
Aupa01-A	Limite de Délavage	59,33	-69,97	148	9400 \pm 200	2,1	72	10196	212
Aupa01-B	Limite de Délavage	59,33	-69,97	148	8200 \pm 200	2,4	72	8912	192
Feu01-02	Delta	58,52	-70,47	145	9700 \pm 200	2,1	68	10506	221
Feu01-03	Delta	58,52	-70,47	147	7800 \pm 300	3,8	70	8386	348
Feu01-04	Delta	58,52	-70,47	144	8300 \pm 200	2,4	67	8963	193
Feu01-05	Delta	58,52	-70,47	143	7900 \pm 200	2,5	66	8484	252
Feu03-01	Limite de Délavage	58,25	-71,95	203	8700 \pm 200	2,3	101	9628	202

En gris : Âges d'exposition considérés dans cette étude.

La représentativité des âges ^{10}Be a été évaluée en considérant les écarts types des données préalablement regroupées par forme de terrain (c.-à-d., limites de délavage et delta ; Tableau 2.2). Dans ce cas, seulement trois échantillons montrent des âges hors de l'intervalle de 1σ (Aupa01-A, Aupa01-B et Feu01-02 ; Figure 2.7). Par ailleurs, un diagramme de la distribution normale de probabilité des âges ^{10}Be pour l'ensemble des échantillons montre qu'aucun âge ne se situe au-delà de l'intervalle de deux écarts types (2σ). Ainsi, nous considérons que les âges obtenus sont statistiquement indiscernables et qu'aucun d'entre eux ne semble refléter un héritage de ^{10}Be découlant d'une exposition précédant la dernière déglaciation.

Tous les échantillons datés ont donc été considérés pour calculer les âges d'exposition moyens par site, soit : $8,6 \pm 0,1$ ka BP pour Pay04 ; $8,8 \pm 0,6$ ka BP pour Aupa01 ; $8,4 \pm 0,5$ ka BP pour Feu01 ; et $8,7 \pm 0,2$ ka BP pour Feu03 (Tableau 2.3). Ces résultats se

situent dans un intervalle d'âges restreint qui confirme la cohérence des datations et qui appui l'utilisation de tous les sites datés pour assigner un âge moyen au début de l'incursion de la Mer d'Iberville, soit $8,6 \pm 0,2$ ka BP (Figure 2.7).

Tableau 2.2 Calculs pour la détermination des données aberrantes (*outliers*).

Limites de délavages (n=5)						
Moyenne des âges (ans)	1 σ	2 σ	Écart d'âges selon 2 σ	<i>outlier</i> selon 2 σ	Écart d'âges selon 1 σ	<i>outlier</i> selon 1 σ
8728	440	880	7848 - 9607	AUCUN	8288 - 9168	Aupa01-A / Aupa01-B

Delta (n=4)						
Moyenne des âges (ans)	1 σ	2 σ	Écart d'âges selon 2 σ	<i>outlier</i> selon 2 σ	Écart d'âges selon 1 σ	<i>outlier</i> selon 1 σ
8411	902	1803	6607 - 10214	AUCUN	7509 - 9312	Feu01-02

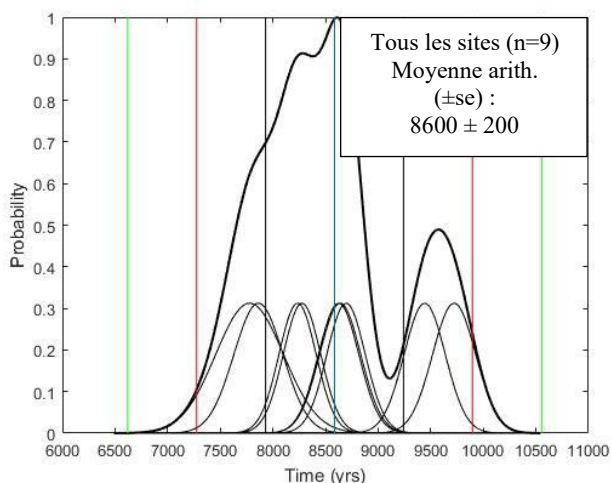


Figure 2.7 Diagramme de la fonction de distribution de probabilité des âges ^{10}Be pour le delta et les trois limites de délavage échantillonnés sur la côte est de la péninsule d'Ungava (datations du Tableau 2.1). L'âge moyen arithmétique et l'erreur standard (se) sont présentés dans la boîte. Les lignes noires étroites représentent les âges individuels et les lignes noires épaisses montrent la probabilité de distribution cumulative. Lignes verticales : la ligne bleue montre l'âge moyen arithmétique ; les lignes noires indiquent l'intervalle de 1 σ ; lignes rouges : intervalle de 2 σ ; lignes vertes : intervalle de 3 σ .

Tableau 2.3 Âges d'exposition et incertitudes associées par site d'échantillonnage.

Site	Incertitude analytique moyenne (ka)	Incertitude géologique (ka)	$\hat{\lambda}_{\text{age}} (ka)$	Incertitude de l'âge (ka)
Pay-04	0,194	0,011	8,6	0,1
Aupa-01	0,187	0,854	8,8	0,6
Feu01	0,235	0,902	8,4	0,5
Feu03	0,183	/	8,7	0,2

2.5 Discussion

2.5.1 *Élévation des formes de terrain*

La distribution des formes marines en fonction des différents transects montre un alignement des points de données le long de plans d'élévations spécifiques qui reflètent fort probablement d'anciens niveaux marins. Sur la surface actuelle, ces droites apparaissent légèrement inclinées, traduisant ainsi le gauchissement des rivages engendré par le rebond glacio-isostatique. La projection des mesures sur la paléosurface permet quant à elle de rapporter les formes de terrain à leur surface d'origine. Celles-ci s'articulent autour de plans subhorizontaux, ce qui permet notamment de valider le choix de la paléosurface (c.-à-d., 7 ka BP). De plus, cette approche facilite la corrélation des formes littorales et l'établissement de droites (niveaux) distinctes. L'ensemble des graphiques illustre des tendances claires, en particulier pour le transect de la côte ouest et celui de la rivière Arnaud, où les différents gradients des niveaux marins sont très bien définis. En effet, les mesures de terrain (cercles pleins) sont alignées et rapprochées et bien que les données cartographiées (cercles vides) soient légèrement plus dispersées, elles demeurent cohérentes avec la tendance définie par les élévations mesurées au DGPS.

2.5.2 Déglaciation de l'axe nord-sud

L'élévation des formes de terrain associées à l'incursion maximale de la Mer d'Iberville le long du transect de 230 km sur la côte ouest de la baie d'Ungava montre une augmentation de la limite marine d'environ 63 m du nord vers le sud (Figure 2.5a). Ce fort gradient de gauchissement (27 cm/km) témoigne d'un réajustement glacio-isostatique important au début de la déglaciation du territoire, lequel implique la présence d'une masse de glace considérable au sud de la baie. Ces résultats sont en accord avec les reconstructions paléogéographiques qui placent un couvert de glace plus épais dans le secteur au sud de la baie et qui serait associé à la décrépitude du centre de dispersion du secteur du Québec-Labrador (Gray *et al.*, 1993).

De plus, la continuité spatiale du niveau marin maximal sur toute la côte suggère un recul rapide de la glace au niveau des zones littorales, lequel a été accompagné de la submergence concomitante des eaux marines postglaciaires sur le territoire nouvellement déglacé. La projection du niveau marin sur la paléosurface montre d'ailleurs un gradient subhorizontal autour de -25 m d'élévation, très faiblement penté vers le sud (Figure 2.5b), appuyant ainsi un modèle de retrait presque synchrone de la marge glaciaire le long de la côte ouest de la baie, avec un léger décalage au sud de la baie d'Ungava. Cette zone aurait donc été déglacée un peu plus tardivement en raison de sa proximité relative avec des masses de glace imposantes plus au sud (c.-à-d., secteur de Caniapiscau). Ce patron de retrait glaciaire rapide est en accord avec le modèle de déglaciation tardive proposé par Veillette *et al.*, (1999) et est supporté par nos données géochronologiques. En effet, en tenant compte des incertitudes associées aux âges ^{10}Be (c.-à-d., quelques centaines d'années ; 100 à 600 ans), nos datations suggèrent une incursion marine quasi synchrone du nord au sud de la côte associée à la déglaciation rapide du secteur.

2.5.3 *Déglaciation de l'axe est-ouest*

Pour les transects des rivières Arnaud et aux Feuilles, les graphiques d'élévation en fonction de la surface actuelle révèlent une divergence entre les gradients de gauchissement de la LMM et ceux des rivages inférieurs formés principalement de terrasses (Figures 2.5c et 2.5e). En effet, les niveaux les plus élevés associés à la LMM illustrent un abaissement des élévations vers l'ouest, soit d'environ 26 et 36 m pour les rivières Arnaud et aux Feuilles respectivement, alors que les niveaux inférieurs de terrasses s'abaissent très légèrement vers l'est. Ce contraste dans le gauchissement des différentes phases marines peut s'expliquer par le fait que ces rivages ont été édifiés au cours d'intervalles de temps distincts et qu'ils reflètent certaines particularités du patron de déglaciation régional.

En effet, la présence de lacs glaciaires au centre de la péninsule implique nécessairement qu'une vaste partie des portions ouest et centrale de celle-ci était déjà déglacée au moment même où la marge glaciaire retenait ces lacs plus à l'est, soit près de la côte de la baie d'Ungava. Ce patron de déglaciation asymétrique impliquant une déglaciation précoce de l'ouest de la péninsule a assurément été accompagné d'un relèvement glacio-isostatique significatif de cette zone localisée à l'ouest des transects, et ce, avant l'incursion de la Mer d'Iberville. Conséquemment, la portion ouest des transects des rivières avait déjà bien entamé sa remontée quand la mer a envahi le territoire (constructions marines plus basses) alors que la partie est en était encore au préambule (constructions topographiquement plus élevées) lors de l'ouverture de la côte ouest de la péninsule vers la baie.

Par ailleurs, le retrait de la marge glaciaire vers l'ouest qui a permis l'incursion des eaux marines au centre du territoire semble avoir procédé initialement de façon progressive, comme en témoigne l'étendue sur la paléosurface des formes associées à la LMM dont le niveau le plus élevé est restreint aux abords de la côte (Figures 5d et

5f). En effet, la LMM documentée sur les graphiques est-ouest de paléosurface est constituée de deux niveaux marins élevés rapprochés, dont le niveau supérieur est moins étendu vers l'ouest, ce qui suggère que la vallée fut obstruée par la marge glaciaire à un certain moment. Cette disposition des plans illustre donc que la submersion marine s'est initialement faite au contact de la marge glaciaire, laquelle s'est retirée par la suite pour permettre l'incursion des eaux dans la partie amont des vallées.

Contrairement à la limite marine maximale, les niveaux marins inférieurs en fonction de la surface actuelle montrent des plans de gauchissement caractérisés par un très faible pendage vers l'est (Figures 2.5c et 2.5e). Cette tendance distincte des basses terrasses est attribuée au fait que ces dernières ont été construites plus tardivement, lors de courtes pauses durant la régression marine, alors que le faible angle de gauchissement indique que la majeure partie du relèvement glacio-isostatique s'était déjà produite. Des coquilles marines collectées sur des constructions de basses élévations (<50 m) ont d'ailleurs donné des âges ^{14}C autour de 6,5 ^{14}C ka BP (Gray *et al.*, 1980 ; Lauriol et Gray, 1987), ce qui indique un délai de près de 2000 ans par rapport aux âges ^{10}Be obtenus sur les formes de terrain associées à la LMM.

Par ailleurs, bien que l'élévation de ces terrasses en fonction de la surface actuelle s'abaisse faiblement vers la baie d'Ungava, la projection de ces données d'élévation sur la paléosurface expose des plans de gauchissement dont le pendage est similaire à celui défini par la LMM (Figures 2.5d et 2.5f). Ceci traduit les limitations des gradients de gauchissement pour définir des directions précises du retrait glaciaire. En effet, ces données d'élévation du niveau marin sont limitées dans l'espace, suivant uniquement l'orientation de chacun des transects, ce qui peut causer un biais dans l'étude des axes de recul de la marge glaciaire. Néanmoins, la disposition des formes de terrain sur les transects des rivières renseigne sur le patron local du retrait des glaces. En effet, les formes les mieux développées se retrouvent sur les versants sud des rivières à l'étude,

alors que les deltas en bordure de ces vallées exposent d'imposants chenaux de fonte glaciaire en amont, ce qui témoigne que le retrait de la marge glaciaire avait une composante vers le sud non négligeable.

Enfin, la projection sur la paléosurface des gradients des différents niveaux marins documentés sur les transects est-ouest permet de contextualiser l'origine des terrasses et deltas de haute élévation qui se trouvent à l'extrémité ouest de ces vallées, soit au centre de la péninsule (Figures 2.5d et 2.5f). Ces constructions sédimentaires exposent des caractéristiques géomorphologiques distinctes définissant une origine glaciolacustre, ce qui permet notamment de les distinguer des rivages édifiés par la mer. Ces formes sont donc fort probablement associées à d'anciens rivages du Lac glaciaire Payne qui était situé à l'extrémité sud-ouest de la rivière Arnaud (Gray *et al.*, 1993), de même qu'à ceux du Lac glaciaire Minto, ce dernier ayant occupé la vallée de la rivière aux Feuilles jusqu'au niveau du ruisseau Ptarmigan (Lauriol et Gray, 1983). De ce fait, ces données permettent de contraindre avec certitude l'étendue vers l'est de ces lacs proglaciaires, de même que la position de la marge glaciaire ouest du dôme du Québec-Labrador tout juste avant l'incursion marine.

2.5.4 *Étendue de la limite marine maximale*

Notre reconstruction de la LMM démontre que l'incursion s'est étendue profondément à l'intérieur de la péninsule, soit jusque dans les bassins des Lacs glaciaires Payne et Minto, de même que dans les principaux tributaires nord de la rivière Arnaud (rivières Lepellé et Vachon ; Figure 2.6). Ce modèle est soutenu par les larges assemblages sédimentaires de sable et gravier d'origine marine qui combleront ces vallées et par les terrasses de basses élévations situées à l'extrémité ouest des transects et dont les niveaux concordent avec les mesures d'élévation prises le long de ces vallées. La présence d'argile marine prélevée à l'ouest du ruisseau Ptarmigan dans la vallée de la rivière aux Feuilles confirme l'importante extension de la mer loin dans cette vallée.

Ces résultats viennent donc modifier considérablement les reconstructions paléogéographiques antérieures dans lesquelles l'incursion marine se termine beaucoup plus à l'est, soit à la limite du bras sud de la rivière Arnaud et à l'embouchure du ruisseau Ptarmigan dans la rivière aux Feuilles (Lauriol, 1982). Bien que les gradients du niveau marin documentés dans ces travaux antérieurs montrent des tendances similaires à ceux de notre étude, les mesures d'élévation divergent explicitement. En effet, sur le transect de la côte ouest, notre LMM est localisée entre 3 et 10 m plus bas que celle répertoriée par Lauriol (1982) tandis que sur les transects des vallées, nos niveaux mesurés s'abaissent plus drastiquement (Arnaud = 26 m ; aux Feuilles = 36 m) que ceux cartographiés par Lauriol (Arnaud = 10 m ; aux Feuilles = 25 m). Ces différences pourraient être attribuées aux différentes méthodologies utilisées, considérant que plusieurs mesures des travaux antérieurs sont dérivées de la cartographie de photos aériennes transposée sur des cartes topographiques. De plus, certaines formes plus basses que le niveau maximal, comme des terrasses, ont servi à définir la position de leur LMM. Ceci contraste considérablement avec notre approche, où l'élévation des limites de délavage a été mesurée avec un GPS différentiel de haute précision qui permet de valider la reconstruction de la LMM définie à l'aide de modèles numériques d'élévation.

2.5.5 *Cadre chronologique dérivé des âges ^{10}Be*

Les nouvelles datations cosmogéniques obtenues pour le secteur d'Aupaluk (Aupa01) et celui du bassin aux Feuilles (Feu01) plus au sud soutiennent l'hypothèse d'une déglaciation rapide de la côte ouest de la baie d'Ungava ($8,8 \pm 0,6$ ka BP et $8,4 \pm 0,4$ ka BP respectivement ; Figure 2.6). Ces résultats s'avèrent considérablement plus vieux que les âges ^{14}C rapportés dans les travaux antérieurs qui estiment la déglaciation de la côte entre 5040 ± 60 et 7220 ± 115 ans ^{14}C BP (Gangloff *et al.*, 1976 ; Gray *et al.*, 1980 ; Lauriol, 1982 ; Lauriol et Gray, 1987).

Cette différence d'âge est probablement reliée au fait que la datation au radiocarbone fournit seulement un âge minimum pour la déglaciation, puisqu'un intervalle de temps considérable s'est écoulé entre le retrait de la glace et la colonisation du territoire par la faune et la flore utilisées pour les analyses. En effet, l'incursion de la Mer d'Iberville s'étant produite au contact ou relativement près de la marge glaciaire en retrait (Gangloff *et al.*, 1976), cet environnement de forte énergie et de faibles températures et teneurs en nutriments fut défavorable à l'évolution de ces organismes marins (Gray *et al.*, 1993).

La datation au radiocarbone de matériel marin est par ailleurs affectée par « l'effet réservoir » qui résulte des échanges non uniformes de carbone entre l'atmosphère et les eaux marines, ce qui cause un vieillissement moyen de 450 ans des coquilles marines en Arctique (Stuiver *et al.*, 1986 ; Gray *et al.*, 1993). Ce phénomène comprend toutefois de fortes variations géographiques et temporelles (Walker, 2005). De plus, les âges obtenus à partir de ce matériel ne représentent pas nécessairement la LMM, mais plutôt l'élévation du sédiment dans lequel les coquilles se sont déposées (Gray *et al.*, 1993).

Enfin, les travaux antérieurs montrent une grande disparité dans la façon dont les âges ^{14}C sont rapportés. Ceci découle en partie du fait que les analyses ont été effectuées dans différents laboratoires et corrigées selon des méthodologies variées et souvent peu détaillées, empêchant ainsi les corrections à posteriori avec des protocoles modernes ou bien la comparaison des âges avec des datations provenant d'un autre ouvrage. En effet, les datations réalisées avant les années 1980 n'ont pas été étalonnées selon un $\delta^{13}\text{C} = -25 \text{‰}$ et les âges qui en résultent apparaissent donc environ 400 ans plus jeunes que la réalité (Gray *et al.*, 1993 ; Lavoie *et al.*, 2012 ; Törnqvist *et al.*, 2015). Pour toutes ces raisons, nous considérons que les âges attribués à la déglaciation du secteur par la méthode au radiocarbone ont pu être sous-estimés.

Par ailleurs, nos datations au ^{10}Be de la limite marine maximale obtenues dans l'axe de la vallée de la rivière aux Feuilles montrent des âges qui se chevauchent, soit $8,4 \pm 0,5$

ka BP (Feu01) à l'embouchure de la rivière avec la baie et $8,7 \pm 0,2$ ka BP plus à l'ouest, près du ruisseau Ptarmigan (Feu03). Ces résultats pointent donc vers un recul rapide de la glace de la côte vers l'intérieur de la péninsule, avec une invasion marine rapide du territoire. Considérant que presque tous les âges sont à l'intérieur d'un sigma, l'ensemble des âges obtenus sur le flanc est de la péninsule d'Ungava peut être utilisé afin de calculer un âge moyen pour le début de l'incursion de la Mer d'Iberville, soit $8,6 \pm 0,2$ ka BP.

Cette nouvelle datation constitue également une contrainte importante sur le drainage des lacs glaciaires ayant occupé le centre de la péninsule, puisque l'incursion de la mer dans ce secteur implique nécessairement le retrait de la marge glaciaire qui barrait ces lacs et le drainage de ces derniers. Bien que l'étendue et le volume des lacs proglaciaires restent à préciser, cette contrainte géochronologique confirme que les décharges d'eau de fonte en provenance de ces grands lacs glaciaires dans la Mer d'Iberville puis vers la mer du Labrador sont survenues au cours d'un intervalle climatique sensible de la déglaciation. En effet, ces drainages, de même que ceux reliés aux Lacs glaciaires Naskaupi et McLean (Dubé-Loubert *et al.*, 2018), ont pu contribuer à modifier les conditions océanographiques de l'Atlantique Nord, en s'ajoutant à la double décharge massive du grand Lac glaciaire Agassiz-Ojibway (Barber *et al.*, 1999 ; Roy *et al.*, 2011 ; Godbout *et al.*, 2019) associée à l'événement de 8,2 ka BP (Alley *et al.*, 1997 ; Von Grafenstein *et al.*, 1998 ; Barber *et al.*, 1999).

2.6 Conclusion

La déglaciation du nord du Québec a entraîné l'incursion de la Mer d'Iberville au pourtour de la baie d'Ungava et le drainage concomitant de plusieurs grands lacs glaciaires. La cartographie et les mesures de l'élévation des différentes formes marines (delta, terrasse, gradin d'érosion et limite de délavage) ont permis de délimiter l'étendue maximale de l'incursion marine sur la côte ouest de la baie d'Ungava qui

indique que les eaux marines postglaciaires ont pénétré profondément à l'intérieur de la péninsule.

Notre reconstruction est basée sur l'établissement de gradients de relèvement glacio-isostatique en fonction de trois transects, qui montrent une augmentation de la LMM du nord au sud de la côte ouest de la baie d'Ungava ainsi que de l'intérieur de la péninsule vers la côte. La projection de l'élévation des formes de terrain sur la paléosurface datant de la déglaciation a par ailleurs permis de supprimer l'effet du GIA en rapportant les rivages à leur position d'origine. En plus de faciliter l'identification des différents niveaux marins, cette approche permet de mieux différencier les constructions sédimentaires associées aux lacs de barrage glaciaire et celles reliées à l'incursion marine au centre de la péninsule, contraignant ainsi l'étendue orientale de ces lacs glaciaires.

Globalement, les gradients de gauchissement documentés pointent vers une masse de glace rémanente probablement associée aux vestiges du dôme du Québec-Labrador et positionnée au sud de la baie d'Ungava, ce qui est en accord avec les patrons de linéaments glaciaires, avec le modèle d'enfoncement glacio-isostatique ICE-6G_C et avec le positionnement des lacs glaciaires au centre de la péninsule (Peltier *et al.*, 2015 ; Veillette *et al.*, 1999 ; Dubé-Loubert et Roy, 2017 ; Dubé-Loubert *et al.*, 2018).

En outre, la datation par isotopes cosmogéniques (^{10}Be) de formes associées à la LMM expose des âges statistiquement indiscernables qui suggèrent une déglaciation hâtive de la côte du nord jusqu'au sud, de même que d'est en ouest, situant l'incursion marine autour de $8,6 \pm 0,2$ ka BP (n=9). L'utilisation de cette approche novatrice dans le secteur permet de préciser le cadre chronologique associé à la déglaciation initiale du territoire et à l'incursion marine concomitante. Ces nouvelles datations viennent également combler les secteurs où les âges radiocarbone ont pu être sous-estimés en raison des conditions défavorables au développement de la matière servant à la datation au ^{14}C qui persistaient suite à la déglaciation. Étant donné que l'incursion marine s'est

faite jusque dans les bassins glaciolacustres du centre de la péninsule, ces datations ^{10}Be fournissent également un âge minimal associé à la disparition du barrage de glace et au drainage des lacs proglaciaires. Ces résultats indiquent d'ailleurs que les décharges massives d'eau de fonte en provenance des lacs de la péninsule d'Ungava se sont produites tout juste avant un refroidissement climatique majeur dans l'Atlantique Nord. Le drainage des Lacs glaciaires Minto, Payne, Klotz et Nantais pourraient donc fort probablement représenter un élément important dans les étapes qui ont mené au forçage en eau douce considéré comme étant le principal mécanisme déclencheur de l'événement de refroidissement de 8,2 ka BP.

Dans l'ensemble, ces nouvelles données de cartographie et de datations cosmogéniques contribuent de façon considérable à la reconstruction des cadres paléogéographique et chronologique de la déglaciation du nord du Québec et pourront ultérieurement servir à raffiner les modèles d'ajustement glacio-isostatique.

2.7 Remerciements

Cette étude a été financée en partie par une subvention de recherche du CRSNG (M. Roy) et par des bourses de recherche de maîtrise du FRQNT et du CRSNG (C. Lefebvre-Fortier). Le soutien logistique sur le terrain a été fourni par le Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec avec la contribution de Marc-Antoine Lévesque pour les travaux de terrain. Un merci spécial à Jean Hanley et Roseanne Schwartz pour le soutien au laboratoire du *Lamont-Doherty Earth Observatory* de *Columbia University*.

2.8 Références

- Allard, M., Fournier, A., Gahé, E., & Seguin, M. (1989). Le Quaternaire de la côte sud-est de la baie d'Ungava, Québec nordique. *Géographie physique et Quaternaire*, 43 (3), 325-336.
- 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.
- Andrews, J. T. (1973). Maps of the maximum postglacial marine limit and rebound for the former Laurentide Ice Sheet (The National Atlas of Canada). *Arctic and Alpine Research*, 5(1), 41-48.
- Balco, G. (2019). Isostatic rebound corrections are still on a squishy footing. *The bleeding edge of cosmogenic-nuclide geochemistry*. Récupéré de : <https://cosmognosis.wordpress.com/2019/09/18/isostatic-rebound-corrections-are-still-on-a-squishy-footing/> [Accessed 18 Sep. 2019].
- Barber, D. C., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A. E., Andrews, J. T., Kerwin, M. W., ... & Gagnon, J. M. (1999). Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*, 400 (6742), 344.
- Barnett, D. M. (1963). Former pro-glacial lake shorelines as indicators of the pattern of deglaciation of the Labrador-Ungava Peninsula. *McGill Sub-Arctic Research Papers*, 15, 23-33.
- Böning, C. W., Behrens, E., Biastoch, A., Getzlaff, K., & Bamber, J. L. (2016). Emerging impact of Greenland meltwater on deepwater formation in the North Atlantic Ocean. *Nature Geoscience*, 9(7), 523.
- Bostock, H. S. (1970). Physiographic regions of Canada. *Geology and economic minerals of Canada*, s. p.
- Clark, C. D., Knight, J. K., & Gray, J. T. (2000). Geomorphological reconstruction of the Labrador sector of the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 19(13), 1343-1366.
- Cuzzone, J. K., Clark, P. U., Carlson, A. E., Ullman, D. J., Rinterknecht, V. R., Milne, G. A., ... & Caffee, M. (2016). Final deglaciation of the Scandinavian Ice Sheet and implications for the Holocene global sea-level budget. *Earth and Planetary Science Letters*, 448, 34-41.

- Daigneault, R. A., & Bouchard, M. A. (2004). Les écoulements et le transport glaciaires dans la partie septentrionale du Nunavik (Québec). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41(8), 919-938.
- Daigneault, R. A. (2008). Géologie du Quaternaire du nord de la péninsule d'Ungava, Québec. *Commission géologique du Canada*. Bulletin 533.
- Dubé-Loubert, H. & Roy, M. (2017). Development, evolution and drainage of glacial Lake Naskaupi during the deglaciation of north-central Quebec and Labrador. *Journal of Quaternary Science*, 32(8), 1121-1137.
- Dubé-Loubert, H., Roy, M., Schaefer, J. M., & Clark, P. U. (2018). ^{10}Be dating of former glacial Lake Naskaupi (Québec-Labrador) and timing of its discharges during the last deglaciation. *Quaternary Science Reviews*, 191, 31-40.
- Dyke, A., Dredge, L., & Vincent, J. S. (1982). Configuration and dynamics of the Laurentide Ice Sheet during the Late Wisconsin maximum. *Géographie physique et Quaternaire*, 36 (1-2), 5-14.
- Dyke, A. S., & Prest, V. K. (1987). Paleogeography of northern North America 18000–5000 years ago, [Carte] 1703A. *Geological Survey of Canada, Queen's Printer, Ottawa*.
- Dyke, A. S. (2004). An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada. *Developments in Quaternary Sciences, Elsevier*, 2, 373-424.
- Dyke, A., Dredge, L., & Hodgson, D. (2005). North American deglacial marine-and lake-limit surfaces. *Géographie physique et Quaternaire*, 59 (2-3), 155-185.
- Gangloff, P., Gray, J. T., & Hillaire-Marcel, C. (1976). Reconnaissance géomorphologique sur la côte ouest de la baie d'Ungava. *Revue de géographie de Montréal*, 30 (4), 339-348.
- Godbout, P. M., Roy, M., Veillette, J. J., & Schaefer, J. M. (2017). Cosmogenic ^{10}Be dating of raised shorelines constrains the timing of lake levels in the eastern Lake Agassiz-Ojibway basin. *Quaternary Research*, 88(2), 265-276.
- Godbout, P. M., Roy, M., & Veillette, J. J. (2019). High-resolution varve sequences record one major late-glacial ice readvance and two drainage events in the eastern Lake Agassiz-Ojibway basin. *Quaternary Science Reviews*, 223, 105942.
- Godbout, P.M., Brouard, E. & Roy, M. (*sous presse*). High-resolution land surface of Canada from 26 ka to present as predicted by the ICE-6G model.

- Gosse, J. C., & Phillips, F. M. (2001). Terrestrial in situ cosmogenic nuclides : theory and application. *Quaternary Science Reviews*, 20(14), 1475-1560.
- Gray, J., de Boutray, B., Marcel, C. H., & Lauriol, B. (1980). Postglacial emergence of the west coast of Ungava Bay, Quebec. *Arctic and Alpine Research*, 12(1), 19-30.
- Gray, J. T., & Lauriol, B. (1985). Dynamics of the late Wisconsin ice sheet in the Ungava Peninsula interpreted from geomorphological evidence. *Arctic and Alpine Research*, 289-310.
- Gray, J., Lauriol, B., Bruneau, D., & Ricard, J. (1993). Postglacial emergence of Ungava Peninsula, and its relationship to glacial history. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30(8), 1676-1696.
- Hughes, O. L. (1964). Surficial geology, Nichicun-Kaniapiskau map-area. Quebec. Geol. Survey Canada Bull, 106 (20), s. p.
- Ives, J. D. (1958). Glacial drainage channels as indicators of late-glacial conditions in Labrador-Ungava: a discussion. *Cahiers de géographie du Québec*, 3 (5), pp. 57-72.
- Ives, J. D. (1960). Former ice-dammed lakes and the deglaciation of the middle reaches of the George River, Labrador-Ungava. *Geographical Bulletin*, 14, 44-70.
- Ivy-Ochs, S., & Briner, J. P. (2014). Dating disappearing ice with cosmogenic nuclides. *Elements*, 10(5), 351-356.
- Jansson, K. N., Stroeven, A. P., & Kleman, J. (2003). Configuration and timing of Ungava Bay ice streams, Labrador–Ungava, Canada. *Boreas*, 32(1), 256-262.
- Jennings, A., Andrews, J., Pearce, C., Wilson, L., & Ólfasdóttir, S. (2015). Detrital carbonate peaks on the Labrador shelf, a 13–7ka template for freshwater forcing from the Hudson Strait outlet of the Laurentide Ice Sheet into the subpolar gyre. *Quaternary Science Reviews*, 107, 62-80.
- Kaufman, D. S., Miller, G. H., Stravers, J. A., & Andrews, J. T. (1993). Abrupt early Holocene (9.9-9.6 ka) ice-stream advance at the mouth of Hudson Strait, Arctic Canada. *Geology*, 21(12), 1063-1066.
- Klassen, R. A., & Thompson, F. J. (1993). Glacial history, drift composition, and mineral exploration, central Labrador. Energy, Mines and Resources Canada, *Geological Survey of Canada*, s. p.

- Kleiven, H. K. F., Kissel, C., Laj, C., Ninnemann, U. S., Richter, T. O., & Cortijo, E. (2008). Reduced North Atlantic deep-water coeval with the glacial Lake Agassiz freshwater outburst. *Science*, *319* (5859), 60-64.
- Kleman, J., Borgström, I., & Hättestrand, C. (1994). Evidence for a relict glacial landscape in Quebec-Labrador. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *111*(3-4), 217-228.
- Kleman, J., Jansson, K., De Angelis, H., Stroeven, A. P., Hättestrand, C., Alm, G., & Glasser, N. (2010). North American ice sheet build-up during the last glacial cycle, 115–21 kyr. *Quaternary Science Reviews*, *29*(17-18), 2036-2051.
- Lauriol, B., Gray, J., Héту, B., & Cyr, A. (1979). Le cadre chronologique et paléogéographique de l'évolution marine depuis la déglaciation dans la région d'Aupaluk Nouveau-Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, *33* (2), 189-203.
- Lauriol, B., (1982). Géomorphologie Quaternaire du sud de l'Ungava. *Collection Paléo-Québec*, *15*, 17-27.
- Lauriol, B., & Gray, J. T. (1983). Un lac glaciaire dans la région du lac Minto—Nouveau-Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, *20*(9), 1488-1492.
- Lauriol, B., & Gray, J. T. (1987). The decay and disappearance of the late Wisconsin ice sheet in the Ungava Peninsula, northern Québec, Canada. *Arctic and Alpine Research*, *19*(2), 109-126.
- Lavoie, C., Allard, M., & Duhamel, D. (2012). Deglaciation landforms and C-14 chronology of the Lac Guillaume-Delisle area, eastern Hudson Bay: a report on field evidence. *Geomorphology*, *159*, 142-155.
- Lawrence, T., Long, A. J., Gehrels, W. R., Jackson, L. P., & Smith, D. E. (2016). Relative sea-level data from southwest Scotland constrain meltwater-driven sea-level jumps prior to the 8.2 kyr BP event. *Quaternary science reviews*, *151*, 292-308.
- Lifton, N., Sato, T., & Dunai, T. J. (2014). Scaling in situ cosmogenic nuclide production rates using analytical approximations to atmospheric cosmic-ray fluxes. *Earth and Planetary Science Letters*, *386*, 149-160.
- 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.

- Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles (s. d.). *Carte interactive - Système d'information géominière du Québec*. Récupérée de : http://sigeom.mines.gouv.qc.ca/signet/classes/I1108_afchCarteIntr
- Peltier, W. R. (1998). Postglacial variations in the level of the sea: Implications for climate dynamics and solid-earth geophysics. *Reviews of geophysics*, 36(4), 603-689.
- Peltier, W. R., Argus, D. F., & Drummond, R. (2015). Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: The global ICE-6G_C (VM5a) model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(1), 450-487.
- Prest, V. K., Grant D. R., Rampton V. N. (1968). Glacial map of Canada. *Geological Survey of Canada, Department of Energy, Mines and Resources*.
- Prest, V. K. (1975). Géologie du Quaternaire au Canada. RJW Douglas, Géologie et ressources minérales du Canada, *Commission géologique du Canada, Parties B et C, Ottawa*, 751-852.
- Rahmstorf, S., Box, J. E., Feulner, G., Mann, M. E., Robinson, A., Rutherford, S., & Schaffernicht, E. J. (2015). Exceptional twentieth-century slowdown in Atlantic Ocean overturning circulation. *Nature climate change*, 5 (5), 475.
- Roy, M., Dell'Oste, F., Veillette, J. J., De Vernal, A., Hélie, J. F., & Parent, M. (2011). Insights on the events surrounding the final drainage of Lake Ojibway based on James Bay stratigraphic sequences. *Quaternary Science Reviews*, 30(5-6), 682-692.
- Roy, M, Lévesque, M-A, Dubé-Loubert, H, Schaefer, JM, Brouard, E, Dunlop, P (July 2019). *The development, configuration and chronology of the ice-dammed lakes of the Ungava Peninsula (northern Quebec, Canada) during the last deglaciation*. Communication présentée au 20th Congress of the International Union for Quaternary Research (INQUA), Dublin, Ireland.
- Schaefer, J.M., Denton, G.H., Kaplan, M., Putnam, A., Finkel, R.C., Barrell, D.J., Andersen, B.G., Schwartz, R., Mackintosh, A., Chinn, T., Schluchter, C. (2009). High-frequency Holocene glacier fluctuations in New Zealand differ from the northern signature. *Science* 324, 622-625.
- Staiger, J., Gosse, J., Toracinta, R., Oglesby, B., Fastook, J., & Johnson, J. V. (2007). Atmospheric scaling of cosmogenic nuclide production: climate effect. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B2), s. p.

- Stravers, J. A., Miller, G. H., & Kaufman, D. S. (1992). Late glacial ice margins and deglacial chronology for southeastern Baffin Island and Hudson Strait, eastern Canadian Arctic. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29(5), 1000-1017.
- Stuiver, M., Pearson, G. W., & Braziunas, T. (1986). Radiocarbon age calibration of marine samples back to 9000 cal yr BP. *Radiocarbon*, 28(2B), 980-1021.
- Törnqvist, T. E., Rosenheim, B. E., Hu, P., & Fernandez, A. B. (2015). Radiocarbon dating and calibration. *Handbook of Sea-Level Research*, edited by: Shennan, I., Long, AJ, and Horton, BP, 349-360.
- Vacchi, M., Engelhart, S. E., Nikitina, D., Ashe, E. L., Peltier, W. R., Roy, K., ... & Horton, B. P. (2018). Postglacial relative sea-level histories along the eastern Canadian coastline. *Quaternary Science Reviews*, 201, 124-146.
- 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.
- Von Grafenstein, U., Erlenkeuser, H., Müller, J., Jouzel, J., & Johnsen, S. (1998). The cold event 8200 years ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland. *Climate dynamics*, 14(2), 73-81.
- Walker, M. (2005). Quaternary Dating Methods. *John Wiley and Sons*, p. 17-55.
- Winsborrow, M., Clark, C., & Stokes, C. (2004). Ice streams of the Laurentide ice sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 58 (2-3), 269-280.
- Yang, Q., Dixon, T. H., Myers, P. G., Bonin, J., Chambers, D., Van Den Broeke, M. R.,... & Mortensen, J. (2016). Recent increases in Arctic freshwater flux affects Labrador Sea convection and Atlantic overturning circulation. *Nature communications*, 7 (1), 1-8.
- Young, N. E., Schaefer, J. M., Briner, J. P., & Goehring, B. M. (2013). A ¹⁰Be production-rate calibration for the Arctic. *Journal of Quaternary Science*, 28(5), 515-526.
- Zenkovich, V.P., (1967). Process of coastal development. *Oliver & Boyd, Edinburgh and London*, 730.

CONCLUSION

La déglaciation finale dans le nord du Québec a été marquée par le drainage de plusieurs grands lacs glaciaires et par l'incursion de la Mer d'Iberville au pourtour de la baie d'Ungava. Des travaux antérieurs ont documenté ces événements à partir d'enregistrements géomorphologiques et chronologiques, soulignant ainsi des patrons de déglaciation et de rebonds postglaciaires complexes.

Ce mémoire de maîtrise visait à raffiner les cadres paléogéographique et chronologique associés à l'incursion marine sur la côte ouest de la baie d'Ungava. La cartographie basée sur l'analyse d'images satellitaires et les observations de terrain a permis de recenser de nombreuses formes de terrain associées à la transgression marine le long de trois transects couvrant la côte ouest de la baie d'Ungava, ainsi que les vallées des rivières Arnaud et aux Feuilles. Les mesures de haute précision de l'élévation de ces rivages marins ont mené à l'établissement de plans de gauchissement représentant les différents niveaux de la Mer d'Iberville sur le territoire. L'étendue maximale de la limite marine a été reconstruite à partir de modèles numériques d'élévation tenant compte de la surface du territoire actuel (post-ajustement glacio-isostatique), ainsi que de la paléosurface (contemporaine à l'incursion marine).

Sur le transect nord-sud le long de la baie, la projection de la LMM sur la paléosurface restitue le niveau marin à l'horizontale, suggérant une déglaciation rapide de la côte. Sur la paléosurface des transects des rivières, le niveau marin maximal semble plutôt scindé en deux gradients discontinus vers l'ouest, ce qui suggère la stagnation de la marge de glace un certain temps dans les vallées avant son retrait vers l'amont des rivières. Dans l'ensemble, la distribution spatiale et le nombre élevé de rivages

répertoriés dans la région permettent d'avoir un bon contrôle sur l'étendue de la LMM qui indique que les eaux marines ont pénétré profondément à l'intérieur de la péninsule.

Globalement, les gradients de relèvement glacio-isostatique le long des trois transects à l'étude montrent une augmentation de la LMM du nord au sud de la côte ouest de la baie d'Ungava ainsi que de l'intérieur de la péninsule vers la côte; des patrons de gauchissement qui impliquent la présence d'un épais couvert de glace au sud de la baie lors de la déglaciation tardive. Enfin, ces reconstructions permettent également d'associer les rivages de hautes élévations présents dans la partie ouest des transects des rivières à des constructions glaciolacustres, délimitant ainsi l'étendue maximale des Lacs glaciaires Minto et Payne qui ont occupé l'extrémité ouest de ces longues vallées lors de la déglaciation.

Finalement, le cadre chronologique de la déglaciation finale a été contraint à l'aide de la datation par isotopes cosmogéniques de formes marines. Les résultats révèlent des âges ^{10}Be cohérents et statistiquement indiscernables qui témoignent d'une déglaciation quasi synchrone de la portion est de la péninsule autour de 8600 ± 200 ans BP.

Un des apports majeurs de la cartographie détaillée et des mesures de formes de terrain par GPS différentiel est de fournir des données très précises sur l'étendue de la LMM. L'utilisation de ces données dans des reconstructions de paléosurface facilite la corrélation des rivages et la délimitation des différents niveaux marins qui étaient auparavant difficiles à discerner en raison de la déformation glacio-isostatique des plans d'eau. Les reconstructions obtenues raffinent donc de façon considérable l'étendue de l'incursion marine, démontrant ainsi le fort potentiel de cette approche pour contourner les problématiques associées au rebond postglaciaire.

Par ailleurs, une contribution scientifique importante dérive de l'utilisation de la datation cosmogénique pour contraindre la chronologie de l'incursion marine.

L'application de cette méthode est une première dans l'est de la péninsule et conduit à de nouvelles perspectives dans le domaine de la géochronologie des environnements glaciaires, puisqu'elle permet de passer outre une limitation majeure de la méthode traditionnelle de datation au radiocarbone, soit la nécessité d'obtenir du matériel organique. En plus de préciser l'âge de l'incursion marine initiale sur la côte ouest de la baie d'Ungava et donc de renseigner sur la position de la marge glaciaire, ces âges d'expositions fournissent une contrainte chronologique minimale pour le drainage des grands lacs proglaciaires de la péninsule d'Ungava (Minto, Klotz, Payne, Nantais). Ces décharges massives d'eau de fonte ont fort probablement pu contribuer à déstabiliser les conditions océaniques de l'Atlantique Nord, s'ajoutant ainsi aux drainages de d'autres grands lacs glaciaires en lien avec les perturbations climatiques au cours du tardiglaciaire (Barber *et al.*, 1999 ; Kleiven *et al.*, 2008 ; Jennings *et al.*, 2015 ; Lawrence *et al.*, 2016). Dans l'ensemble, ces nouvelles données caractérisant l'événement d'incursion de la Mer d'Iberville pourront ultérieurement servir à raffiner les courbes d'émersions marines et les modèles du GIA associés à la déglaciation du nord du Québec.

La présente recherche a également permis de cibler les secteurs où les contrôles chronologique et cartographique sont plus faibles et qui pourraient éventuellement être précisés dans le cadre de futures études. Ces variations spatiales de la couverture de données dérivent de contraintes logistiques intrinsèquement associées aux travaux en régions nordiques et éloignées. Ainsi, malgré la représentativité élevée des résultats de cartographie et de datation documentés pour la région à l'étude, une plus grande densité de mesures dans certains secteurs pourrait éventuellement fournir une meilleure résolution du niveau marin au sud-ouest de la baie. De plus, une délimitation plus détaillée des niveaux marins inférieurs à la LMM et la réalisation de courbes d'émersion postglaciaire permettraient de mieux documenter la géométrie spatiale du relèvement glacio-isostatique au cours de la déglaciation.

Enfin, peu d'études récentes documentent l'histoire des Lacs glaciaires Minto, Nantais, Klotz et Payne. Une plus grande couverture de la cartographie des formes glaciolacustres et des datations au ^{10}Be dans les secteurs ayant été occupés par ces lacs glaciaires contribueraient ainsi à préciser leur étendue et la chronologie de leur développement, ce qui permettrait subséquemment de raffiner le cadre de la déglaciation de la péninsule d'Ungava.

ANNEXE A

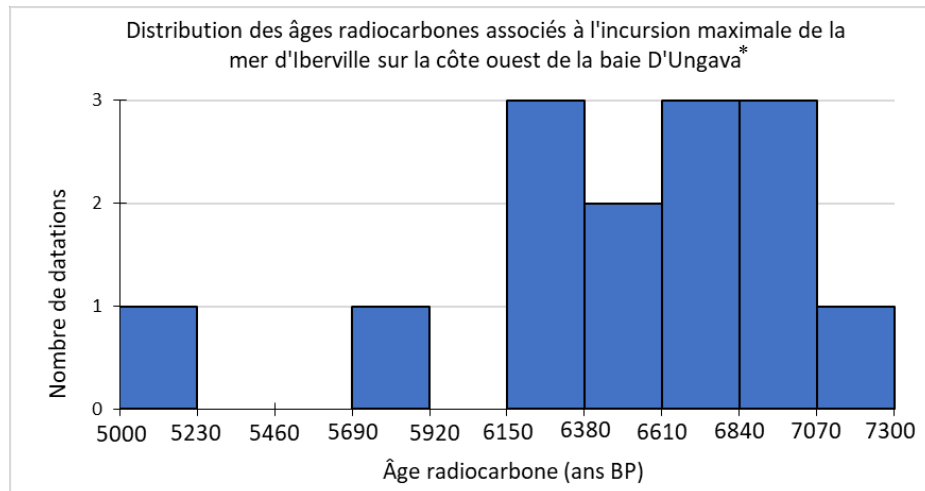
RECENSEMENT DES DATATIONS AU RADIOCARBONE ASSOCIÉES À LA DÉGLACIATION DE LA CÔTE OUEST DE LA BAIE D'UNGAVA ET DU DÉTROIT D'HUDSON

Âge daté au ¹⁴ C (ans B.P.)	Âge corrigé effet réservoir ΔR=410 ans	# labo.	Élévation (m)		Localisation	Matériel daté	Collecteurs et/ou références
			Échant.	Niv. marin relatif			
Non-corrigé	Étalonné à δ ¹³ C = -25‰						
Côte ouest de la baie d'Ungava (nord au sud)							
	8560 ± 70	TO-3764			NO de l'île d'Akpatok	Portlandia arctica (frag.) dans diamicton	J. Gray et D. Bruneau
	11970 ± 90	TO-1736	76	76 - 100	NO de l'île d'Akpatok	Coquilles marines (frag.) dans diamicton	J. Gray, B. Lauriol et V. Sloan
	8170 ± 80	TO-1737	59	69 - 80	NE de l'île d'Akpatok	Macoma	J. Gray, B. Lauriol et V. Sloan
6900 ± 480		GSC-1530	82		N de l'île d'Akpatok	Coquillages (frag.)	Lauriol 1982 (Loken, 1978)
	7690 ± 70	TO-2440	76	76 - 81	Ouest de l'île d'Akpatok	Mya truncata dans des silts	J. Gray (Gray et al., 1993)
6630 ± 115		QC-354	66		Île de Diana (Koartac)	Mya truncata	De Boutray (Gray et al. 1980)
6460 ± 160		GIF-3500	53		Île de Diana (Koartac)	Gyttja	Richard (1981)
6820 ± 155		GX-5555	115		Île de Diana (Koartac)	Gyttja	Lauriol 1982 (Richard, 1979)
6370 ± 90		GSC-2309	35		Île de Diana (Koartac)	Mya truncata	Hillaire-Marcel (Gray et al., 1980)
7220 ± 115		I-9246	47	> 57	Île de Diana (Koartac)	Hiatella arctica	Lauriol 1982 (Gangloff et al., 1976)
6990 ± 150		I-9632	102		Embouchure de l'Arnaud (Kangirsuk)	Mya truncata (en place)	Lauriol 1982
5300 ± 105		I-9633	18		Embouchure de l'Arnaud (Kangirsuk)	Mya truncata (non en place)	Lauriol 1982
3955 ± 100		QC-352	16		Embouchure de l'Arnaud (Kangirsuk)	Mya truncata (en place)	Lauriol 1982
6505 ± 95		QC-356	52		Embouchure de l'Arnaud (Kangirsuk)	Clinocardium ciliatum (en place)	Lauriol 1982
410 ± 90		QC-359	20		Embouchure de l'Arnaud (Kangirsuk)	Lit de tourbe	Lauriol 1982
4770 ± 200		DIC-1271	45		Île d'Ivik (site1)	Détritus organiques	Lauriol 1982
3020 ± 60		DIC-1272	30		Île d'Ivik (site2)	Détritus organiques	Lauriol 1982
1800 ± 75		DIC-1273	18		Île d'Ivik (site3)	Détritus organiques	Lauriol 1982
1020 ± 50		DIC-1274	5,5		Île d'Ivik (site4)	Bois flotté	Lauriol 1982
530 ± 75		DIC-1518	10		Île d'Ivik (site5)	Tourbe	Lauriol 1982
2160 ± 75		DIC-1275	42		Île d'Ivik (site10)	Détritus organiques	Lauriol 1982
3430 ± 95		DIC-1278	67,5		Île d'Ivik (site11)	Détritus organiques	Lauriol 1982
6755 ± 180		GX-4738	84		Région du lac Ford (Aupaluk) (site A10)	Mytilus edulis	Lauriol 1982 (De Boutray)
6920 ± 205	7310 ± 205	GX-5308	87	> 93	Région du lac Ford (Aupaluk) (site A10)	Mytilus edulis	Lauriol 1982
7350 ± 320	7350 ± 320	GX-5093	95	100 - 145	Région du lac Ford (Aupaluk) (site F1)	Vase (Matière organique)	Lauriol 1982
6375 ± 160	6795 ± 160	GX-5083	93,5		Région du lac Ford (Aupaluk) (site F1)	Mya truncata typica	Lauriol 1982
5885 ± 165		GX-5094	90		Région du lac Ford (Aupaluk) (site F1)	Macrorestes végétaux	Lauriol 1982
6700 ± 225	7100 ± 225	GX-5085	120		Région du lac Ford (Aupaluk) (site F4)	Balanus crenatus	Lauriol 1982 (Lauriol et Gray)
6535 ± 215	6950 ± 215	GX-5084	113		Région du lac Ford (Aupaluk) (site F3)	Mya truncata typica	Lauriol 1982
5675 ± 155		GX-4741	26		Région de la Rivière Rouge (Aupaluk) (site A2)	Mya truncata typica	Lauriol 1982
5040 ± 60		DIC-1517	55		Région de la Rivière Rouge (Aupaluk) (site A2)	Mya truncata typica	Lauriol 1982
5720 ± 170		GX-5088	26		Région de la Rivière Rouge (Aupaluk) (site A2)	Balanus balanus	Lauriol 1982
6265 ± 165		GX-5090	27,5		Région de la Rivière Rouge (Aupaluk) (site A2)	Morceaux d'algues (laminaria longicruris)	Lauriol 1982
5550 ± 170		GX-5087	28		Région de la Rivière Rouge (Aupaluk) (site A3)	Mya truncata typica	Lauriol 1982
3250 ± 135		GX-4743	10		Région de la Rivière Rouge (Aupaluk) (site A6)	Mya truncata typica	Lauriol 1982
5795 ± 185		GX-4740	56		Région de la Rivière Rouge (Aupaluk) (site A12)	Mya truncata typica	Lauriol 1982
5970 ± 225		GX-5086	43		Région de la Rivière Rouge (Aupaluk) (site A12)	Balanus crenatus	Lauriol 1982
5980 ± 225	5980 ± 225	GX-5091	150		Lac gyttja (SO du bassin aux Feuilles)	Gyttja	Lauriol et Gray
3885 ± 185		GX-5557	250		Lac Faribault (NO du bassin aux Feuilles)	Gyttja	Lauriol 1982 (Richard, 1981)
4960 ± 90		QU-79	200		N de la rivière aux Feuilles	Tourbe	Lauriol 1982 (Richard, 1981)
5235 ± 185		GX-4961	200		N de la rivière aux Feuilles	Gyttja	Lauriol 1982 (Richard, 1981)
3765 ± 150		GX-4965	225		S de la rivière aux Feuilles	Gyttja	Lauriol 1982 (Richard, 1981)
3950 ± 150		GX-5597	335		Lac Neuluk (S de la rivière aux Feuilles)	Gyttja	Lauriol 1982 (Richard, 1981)
3880 ± 55		DIC-1520	160		SO du bassin aux Feuilles	Tourbe	Lauriol 1982 (Gray et Lauriol)
1420 ± 120		GX-5089	65		Riv. aux feuilles (embouchure russ. Ptarmigan)	Lit de tourbe	Lauriol et Gray
6300 ± 75		DIC-1277	145	> 45	Baie-aux-Feuilles	Mya truncata	Lauriol et Gray (1987)

ANNEXE B

RECENSEMENT ET DISTRIBUTION DES ÂGES RADIOCARBONES ASSOCIÉS À LA LIMITE MARINE MAXIMALE SUR LA CÔTE OUEST DE LA BAIE D'UNGAVA

Âge daté au ¹⁴ C (ans B.P)	Âge corrigé et/ou réservoir $\Delta R=410$ ans	# IDNO.	Élévation (m)		LOCALISATION	MATÉRIEL DATÉ	COLLECTEURS et/ou RÉFÉRENCES
			Échant.	Niv. marin relatif			
Non-corrigé	Étalonné à $\delta^{13}C = -25\text{‰}$						
Côte ouest de la baie d'Ungava (nord au sud)							
	8560+/-70	TO-3764			NO de l'île d'Akpatok	Portlandia arctica (frag.) dans diamicton	J. Gray et D. Bruneau
	11970+/-90	TO-1736	76	76 - 100	NO de l'île d'Akpatok	Coquilles marines (frag.) dans diamicton	J. Gray, B. Lauriol et V. Sloan
	8170+/-80	TO-1737	59	69 - 80	NE de l'île d'Akpatok	Macoma	J. Gray, B. Lauriol et V. Sloan
6900 ± 480		GSC-1530	82		N de l'île d'Akpatok	Coquillages (frag.)	Lauriol 1982 (Loken 1978)
	7690+/-70	TO-2440	76	76 - 81	Ouest de l'île d'Akpatok	Mya truncata dans des silts	J. Gray
6630+/-115		QC-354	66		île de Diana (Koartac)	Mya truncata	De Boutray (Gray et al., 1980)
6370+/-90		GSC-2309	35		île de Diana (Koartac)	Mya truncata	Hillaire-Marcel (Gray et al., 1980)
7220+/-115		I-9246	47	> 57	île de Diana (Koartac)	Hiatella arctica	Lauriol 1982 (Gangloff et al., 1976)
6990+/-150		I-9632	102		Embouchure de l'Arnaud (Kangirsuk)	Mya truncata (en place)	Lauriol 1982
6505+/-95		QC-356	52		Embouchure de l'Arnaud (Kangirsuk)	Clinocardium ciliatum (en place)	Lauriol 1982
6755+/-180		GX-4738	84		Région du lac Ford (Aupaluk) (site A10)	Mytilus edulis	Lauriol 1982 (De Boutray)
6920+/-205	7310+/-205	GX-5308	87	> 93	Région du lac Ford (Aupaluk) (site A10)	Mytilus edulis	Lauriol 1982
6375+/-160	6795+/-160	GX-5083	93,5		Région du lac Ford (Aupaluk) (site F1)	Mya truncata typica	Lauriol 1982
6700+/-225	7100+/-225	GX-5085	120		Région du lac Ford (Aupaluk) (site F4)	Balanus crenatus	Lauriol 1982 (Lauriol et Gray)
6535+/-215	6950+/-215	GX-5084	113		Région du lac Ford (Aupaluk) (site F3)	Mya truncata typica	Lauriol 1982
5040+/-60		DIC-1517	55		Région de la Rivière Rouge (Aupaluk) (site A2)	Mya truncata typica	Lauriol 1982
5795+/-185		GX-4740	56		Région de la Rivière Rouge (Aupaluk) (site A12)	Mya truncata typica	Lauriol 1982
6300+/-75		DIC-1277	145	> 45	Baie-aux-Feuilles	Mya truncata	Lauriol et Gray (1987)



* Les âges corrigés pour l'effet réservoir ont été omis de la distribution

ANNEXE C

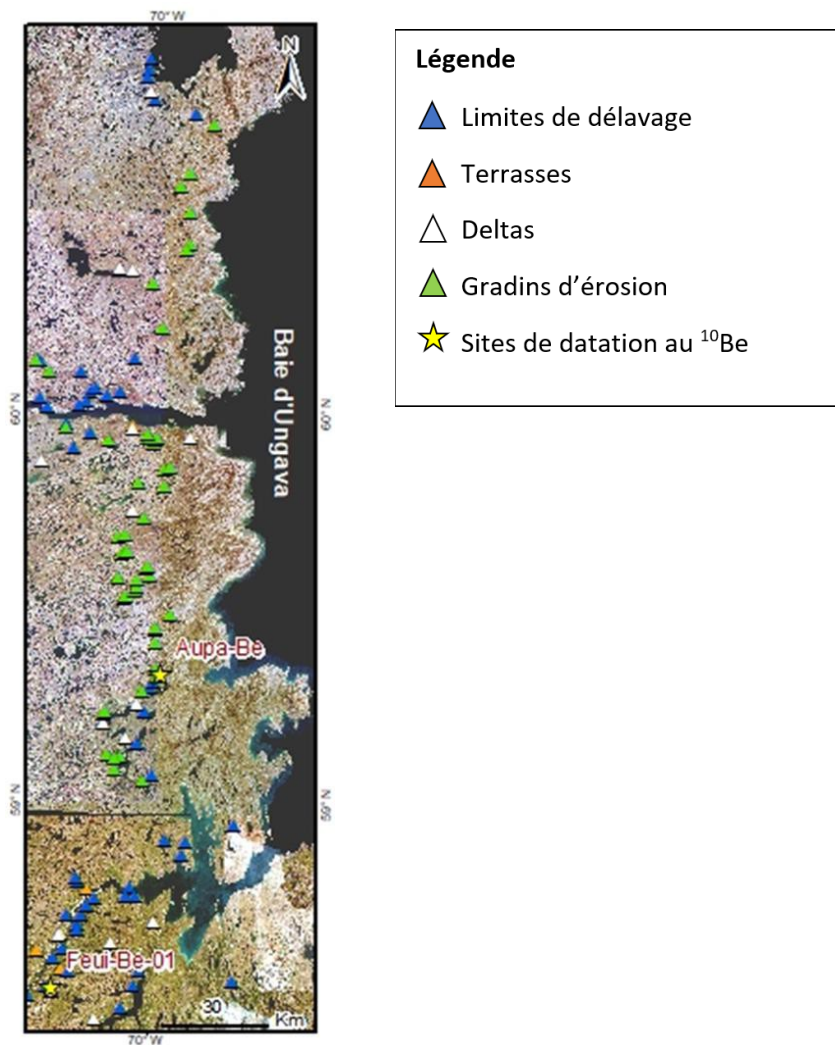
RÉSOLUTION DES FEUILLETS SNRC COUVERTS PAR LA CARTOGRAPHIE DES FORMES DE TERRAIN ASSOCIÉES À L'INCURSION DE LA MER D'IBERVILLE

RÉSOLUTION DU CDEM		
Feuillets SNRC	Précision X et Y	Z
24K	16 à 19m	4 à 12m
24L	10 à 19m	2 à 12m
24M	14 à 22m	4 à 10m
24N	10 à 50m	2 à 10m
25C	20 à 100m	3 à 16m
25D	13 à 22m	4 à 12m
34P	13 à 18m	4 à 11m
35A	13 à 26m	4 à 14m

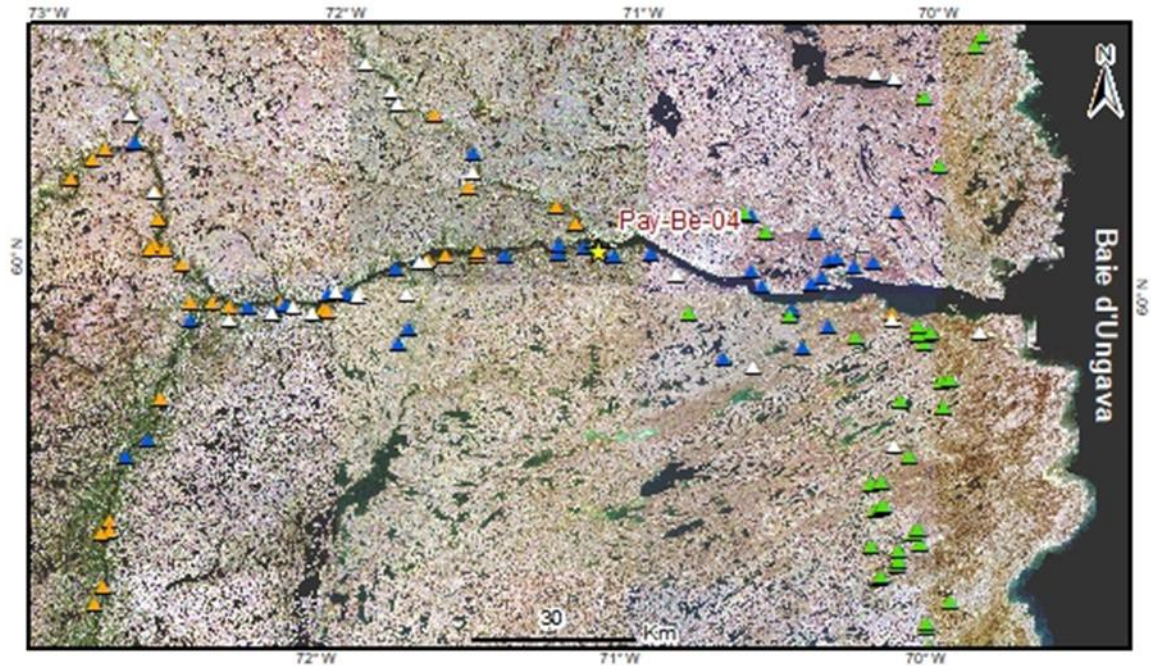
ANNEXE D

LOCALISATION DES SITES CARTOGRAPHIÉS SUR LES TROIS TRANSECTS

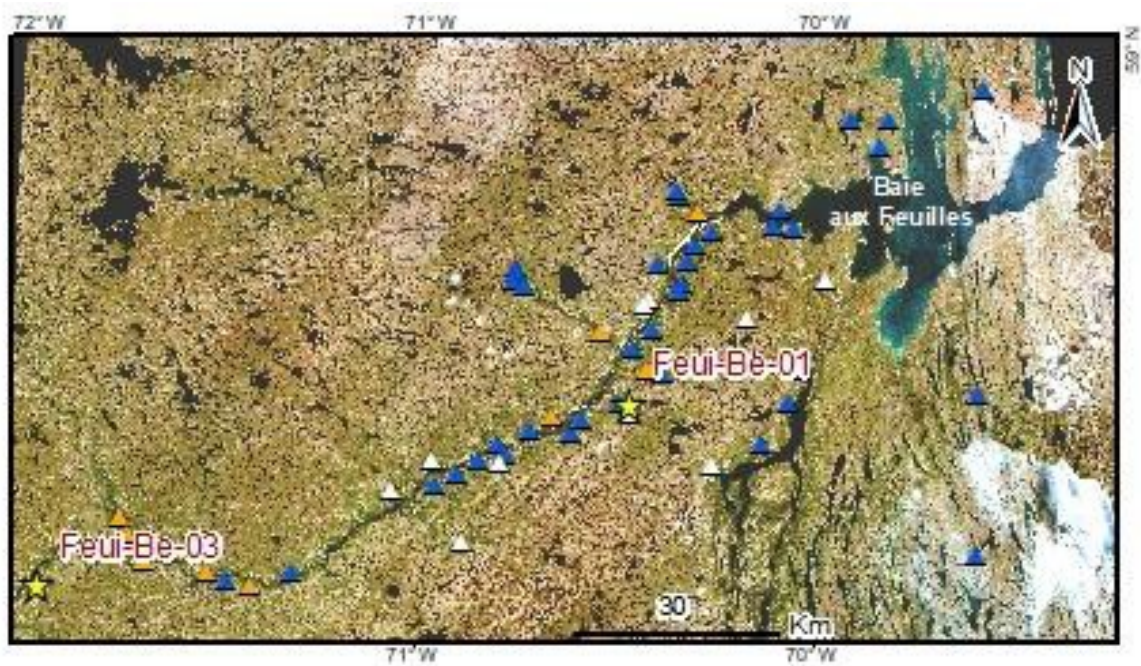
D.1 Transect 1 : Côte ouest de la baie d'Ungava



D.2 Transect 2 : Rivière Arnaud



D.3 Transect 3 : Rivière aux Feuilles



ANNEXE E

ÉLÉVATIONS DES FORMES MARINES MESURÉES SUR LE TERRAIN AU GPS DIFFÉRENTIEL

E.1 Transect 1 : Côte ouest de la baie d'Ungava

# Site	Formes *	Estant	Nordant	Élévation (m)	Paléo Z à 7 ka BP
iber-070-2	Delta	-114706,89	1609158,66	149,57	-53,51
iber-070-1	Delta	-114544,65	1610334,16	140,26	-59,88
iber-071	Delta	-111779,51	1625637,89	155,83	-52,64
iber-072	Limite de dél.	-107261,34	1628351,85	164,66	-25,82
iber-074	Gradin d'éro.	-87070,88	1663369,98	150,99	-28,17
iber-075	Gradin d'éro.	-98963,60	1676040,23	154,87	-25,24
iber-076	Gradin d'éro.	-90158,82	1685610,99	141,92	-33,93
iber-077	Delta	-84822,53	1690523,68	147,31	-24,59
iber-085	Gradin d'éro.	-88800,46	1694366,83	119,08	-58,90
iber-078	Gradin d'éro.	-84600,77	1698717,00	146,71	-22,85
iber-079	Gradin d'éro.	-85103,49	1711479,18	138,97	-26,76
iber-086	Delta	-89227,47	1711693,24	156,73	-14,01
iber-080	Gradin d'éro.	-86795,25	1727365,95	136,91	-26,61
iber-081	Gradin d'éro.	-91026,38	1735973,62	121,68	-40,69
iber-082	Gradin d'éro.	-88885,80	1742167,78	122,21	-37,31
iber-083	Gradin d'éro.	-80346,85	1752223,39	128,2	-26,52
iber-084	Gradin d'éro.	-84396,33	1762409,6	127,37	-13,78
iber-012	Delta	-91098,31	1769379,01	120,899832	-34,56
iber-105	Limite de dél.	-94105,31	1783109,09	117,134	-28,11
iber-107	Gradin d'éro.	-96100,86	1783595,43	113,118	-21,27
iber-011	Delta	-82909,38	1787113,58	112,840953	-41,81
iber-010	Gradin d'éro.	-82951,44	1799742,88	110,373788	-29,79
iber-009	Delta	-91410,81	1814079,69	131,873588	-5,18
iber-008	Gradin d'éro.	-74653,21	1816674,80	108,261229	-27,76
iber-007	Gradin d'éro.	-75056,76	1821770,30	99,962266	-29,43
iber-006	Gradin d'éro.	-75340,14	1825655,91	104,080556	-15,20
iber-005	Limite de dél.	-70860,40	1861982,80	106,782884	-10,55
iber-003	Delta	-85829,39	1865172,04	116,372265	-8,53
iber-001	Limite de dél.	-86752,69	1869288,52	113,547057	-15,10
iber-002	Limite de dél.	-86246,57	1874785,18	93,216693	-40,54

* Les formes sont rapportées du sud vers le nord du transect

E.2 Transect 2 : Rivière Arnaud

# Site	Formes*	Estant	Nordant	Élévation (m)	Paléo Z à 7 ka BP
Pay-09	Terrasse	-245398,26	1735147,09	194,65	-10,02
Pay-05	Terrasse	-240080,05	1716332,85	161,91	-54,24
Pay-10	Delta	-239445,58	1736869,59	114,65	-85,89
Pay-04	Delta	-239261,73	1710500,12	99,44	-110,96
Pay-03	Terrasse	-238823,21	1706647,72	135,31	-83,18
Pay-02	Terrasse	-238667,97	1703277,09	124,98	-108,53
Pay-08	Terrasse	-238405,80	1730764,03	121,98	-95,91
Pay-07	Terrasse	-238077,75	1725716,75	96,65	-117,71
Pay-01	Terrasse	-237000,34	1704412,02	140,15	-79,48
Pay-06	Terrasse	-236812,03	1721385,27	96,41	-111,64
Pay-11b	Terrasse	-236766,12	1735998,84	91,6	-101,41
Pay-11a	Terrasse	-236155,40	1735680,84	136,49	-63,41
Pay-12	Terrasse	-234948,47	1740868,09	88,92	-109,78
iber-97	Terrasse	-229581,89	1800745,46	116,58	-73,17
iber-090	Terrasse	-229290,87	1782359,54	172,63	-30,07
iber-108	Terrasse	-229273,46	1754777,22	94,51	-111,16
iber-109	Terrasse	-228840,99	1755092,46	49,78	-153,62
iber-089	Terrasse	-228815,99	1782976,26	94,1	-98,34
iber-087-1	Delta	-228569,35	1792697,93	127,53	-74,50
iber-087-2	Terrasse	-228431,76	1792719,58	109,35	-83,79
iber-088-2	Delta	-227950,50	1787517,82	111,59	-88,86
iber-088-1	Delta	-227935,52	1787445,56	122,26	-82,27
iber-088-3	Terrasse	-227757,08	1787594,81	87,55	-114,62
iber-091	Terrasse	-226730,53	1782091,22	94,89	-117,08
iber-111	Delta	-225674,58	1763885,29	97,79	-109,14
iber-110	Terrasse	-224826,97	1758854,07	103,06	-99,94
iber-092	Terrasse	-223653,19	1779230,41	98,62	-92,83
iber-112	Terrasse	-223520,41	1764817,52	55,97	-112,18
iber-094	Terrasse	-222074,95	1772265,55	96,44	-99,51
iber-113	Terrasse	-221475,56	1769250,84	49,74	-152,40
iber-093	Delta	-215048,36	1769253,71	95,63	-104,83
iber-115	Limite de dél.	-213402,93	1770587,96	114,66	-86,61

# Site	Formes*	Estant	Nordant	Élévation (m)	Paléo Z à 7 ka BP
iber-116	Terrasse	-211844,82	1771281,32	43,4	-138,11
iber-095	Delta	-206871,97	1770224,62	95,13	-103,17
iber-117a	Delta	-206850,88	1770193,81	95,11	-102,81
iber-117b	Limite de dél.	-206824,59	1769951,66	109,33	-83,46
iber-119	Terrasse	-203578,63	1773101,28	53,86	-134,31
iber-096	Delta	-202884,00	1771410,19	100,31	-103,03
iber-118	Delta	-202879,78	1771402,43	102,87	-101,78
iber-120c	Terrasse	-199670,66	1771075,10	56,98	-135,59
iber-120b	Terrasse	-199439,03	1770843,09	82,15	-111,98
iber-120a	Delta	-199038,87	1770782,82	101,41	-99,91
iber-121	Limite de dél.	-198896,54	1772749,79	90,10	-100,07
iber-122	Delta	-192303,08	1776681,27	100,65	-86,59
iber-125	Terrasse	-187150,73	1814862,14	129,69	-45,99
iber-124	Terrasse	-184919,97	1781387,64	100,18	-98,73
iber-126	Terrasse	-184880,61	1811757,31	137,11	-43,54
iber-123	Limite de dél.	-182876,47	1780142,56	120,33	-93,26
iber-013	Delta	-178070,44	1779808,33	106,06	-62,90
iber-127	Terrasse	-175243,55	1806652,18	110,15	-63,01
iber-128	Terrasse	-172053,06	1802594,04	97,43	-75,47
iber-032	Terrasse	-171801,79	1802238,80	97,35	-72,74
iber-014	Terrasse	-169802,71	1781333,71	47,27	-123,08
iber-129	Terrasse	-169152,64	1799231,63	92,79	-80,68
iber-015	Terrasse	-168733,80	1780911,48	109,79	-84,24
iber-016	Terrasse	-167176,03	1781201,51	87,14	-81,05
iber-033	Terrasse	-166902,03	1794711,53	94,94	-95,81
iber-017	Terrasse	-164835,06	1781146,89	45,18	-127,46
iber-034	Delta	-164822,10	1795442,86	116,00	-54,91
iber-018	Terrasse	-164650,77	1780785,40	109,63	-73,29
iber-019	Limite de dél.	-163927,91	1780754,88	122,17	-59,88
iber-020	Delta	-163783,44	1779848,68	131,40	-37,27
iber-035	Terrasse	-160656,23	1793133,47	82,04	-89,19
iber-021	Terrasse	-160107,46	1781796,33	48,30	-105,07
iber-022	Delta	-158052,76	1780243,10	101,84	-72,77
iber-036	Terrasse	-154670,3	1790350,71	79,60	-92,57
iber-037	Terrasse	-154035,02	1790493,48	52,42	-120,07
iber-039	Terrasse	-151880,56	1782330,74	38,59	-143,23
iber-038	Limite de dél.	-151742,30	1782104,21	119,07	-44,52
iber-030	Terrasse	-150816,59	1787011,87	83,23	-92,98
iber-031	Terrasse	-150637,93	1787062,90	44,29	-128,71
iber-029	Limite de dél.	-149637,43	1784888,33	119,97	-53,48

# Site	Formes*	Estant	Nordant	Élévation (m)	Paléo Z à 7 ka BP
iber-028	Delta	-144723,67	1781080,38	110,37	-69,06
iber-027	Terrasse	-144119,94	1781752,15	94,93	-74,62
iber-024	Limite de dél.	-143459,84	1780698,41	121,31	-53,19
iber-025	Delta	-143452,34	1780914,41	95,16	-72,36
iber-026	Terrasse	-143158,89	1781843,75	46,25	-123,95
iber-023	Delta	-140285,06	1780882,63	103,60	-63,83
iber-133b	Limite de dél.	-134047,25	1780013,99	121,36	-57,44
iber-133a	Terrasse	-133715,81	1780507,19	38,63	-143,62
iber-132	Delta	-130805,14	1777342,45	108,84	-67,89
iber-131	Terrasse	-129932,25	1778000,30	64,14	-108,11
iber-130	Terrasse	-129359,03	1777849,10	51,02	-134,35
iber-042	Terrasse	-121506,26	1774937,63	38,48	-132,58
iber-098	Delta	-118411,31	1791920,49	149,66	-13,89
iber-040	Terrasse	-118244,36	1777548,97	39,12	-132,07
iber-064	Terrasse	-117980,15	1771770,62	119	-48,24
iber-041	Limite de dél.	-117822,58	1777819,17	121,44	-30,14
iber-065	Terrasse	-116771,16	1772741,41	41,05	-131,76
iber-099	Terrasse	-113697,42	1785462,99	103,56	-55,25
iber-063-2	Terrasse	-112490,08	1771123,04	85,84	-85,57
iber-063-1	Terrasse	-112048,12	1771355,02	41,27	-135,99
iber-100	Terrasse	-110795,34	1785602,03	102,27	-66,35
iber-101a	Limite de dél.	-106476,02	1786120,94	126,32	-24,55
iber-101b	Terrasse	-106374,16	1785976,18	117,65	-38,09
iber-103	Terrasse	-103830,91	1778042,20	34,31	-130,68
iber-102	Limite de dél.	-103526,19	1779793,56	119,53	-24,14
iber-104	Terrasse	-103115,34	1777331,48	43,31	-123,12
iber-062	Terrasse	-101231,31	1772360,37	39,02	-124,35
iber-106	Delta	-99577,301	1788261,72	126,43	-17,14
iber-107	Gradin d'éro.	-96100,861	1783595,43	113,12	-21,27
iber-105	Limite de dél.	-94105,312	1783109,09	117,13	-28,11
iber-061-1	Terrasse	-91172,908	1770429,01	40,55	-124,58
iber-012	Delta	-91098,315	1769379,01	120,899832	-34,56
iber-061-2	Terrasse	-90745,475	1769489,47	77,36	-72,15
iber-060	Terrasse	-84977,477	1769011,20	75,37	-76,10
iber-084	Limite de dél.	-84396,333	1762409,60	127,37	-13,78
iber-011	Delta	-82909,384	1787113,58	112,840953	-41,81

* Les formes sont rapportées de l'est vers l'ouest du transect

E.3 Transect 3 : Rivière aux Feuilles

# Site	Formes*	Estant	Nordant	Élévation (m)	Paléo Z à 7 ka BP
iber-044	Delta	-204600,84	1578823,88	135,68	-115,41
iber-045	Terrasse	-203483,86	1582266,89	149,1	-92,35
iber-046-3	Delta	-201847,91	1583566,77	153,6	-66,18
iber-046-2	Terrasse	-201771,01	1583594,93	176,02	-45,66
iber-046-1	Delta	-201665,65	1583510,84	194,35	-35,99
iber-047	Terrasse	-200542,57	1585729,56	194,14	-27,05
iber-048	Terrasse	-199370,97	1590468,92	199,05	-25,72
iber-049	Terrasse	-195504,92	1593568,17	231,74	-6,76
iber-043	Terrasse	-194369,45	1605083,18	195,28	-36,35
iber-051	Terrasse	-194108,96	1591349,87	192,6	-40,67
iber-050	Terrasse	-194061,38	1590764,73	143,02	-86,43
iber-052	Delta	-186740,57	1594147,95	199,74	-23,94
iber-053	Delta	-182766,16	1589929,36	181,98	-49,85
iber-055	Delta	-171962,68	1585900,22	153,45	-79,13
iber-056	Terrasse	-171279,04	1579468,08	149,18	-76,84
iber-057	Terrasse	-170455,66	1581177,11	138,75	-88,49
iber-058	Terrasse	-169927,57	1581628,36	117,86	-112,15
iber-066-1	Delta	-147817,79	1599745,14	146,79	-79,50
iber-066-2	Delta	-147737,04	1599648,89	129,88	-82,99
iber-067-1	Delta	-143467,87	1601904,1	145,77	-82,07
iber-067-2	Terrasse	-143354,71	1601663,74	116,8	-103,85
iber-068	Delta	-133040,35	1601343,83	151,92	-62,75
iber-069	Terrasse	-127346,29	1604252,56	154,22	-52,52
iber-070-2	Delta	-114706,89	1609158,66	149,57	-53,51
iber-070-1	Delta	-114544,65	1610334,16	140,26	-59,88
iber-071	Delta	-111779,51	1625637,89	155,83	-52,64
iber-072	Limite de dél.	-107261,34	1628351,85	164,66	-25,82
iber-073-2	Terrasse	-104610,50	1638131,63	49,39	-155,33
iber-073-1	Terrasse	-104245,69	1638399,89	61,87	-135,70

* Les formes sont rapportées de l'est vers l'ouest du transect

ANNEXE F

INFORMATIONS RELATIVES AUX SITES ET AUX ÉCHANTILLONS POUR LA DATATION AU ¹⁰Be

F.1 Informations relatives aux sites d'échantillonnage

Sites de datation au ¹⁰ Be					
# Site	Formes	Latitude	Longitude	Élévation (m)	Paléo Z à 7 ka BP
Pay04-A	Limite de dél.	60,0540	-71,1180	130	-48
Pay04-B	Limite de dél.	60,0540	-71,1184	131	-48
Aupa01-A	Limite de dél.	59,3281	-69,9718	148	-22
Aupa01-B	Limite de dél.	59,3281	-69,9720	148	-22
Feu01-02	Delta	58,5214	-70,4719	145	-60
Feu01-03	Delta	58,5215	-70,4716	147	-60
Feu01-04	Delta	58,5218	-70,4709	144	-60
Feu01-05	Delta	58,5220	-70,4697	143	-60
Feu03-01	Limite de dél.	58,2517	-71,9453	203	-34

F.2 Informations relatives aux échantillons datés et ratios ¹⁰Be/⁹Be

Samples name	LAMS #	sample wt	carrier wt	blank correction	runs	r to rstd	interror	exterror	10Be/9Be ratio		10Be/9Be ratio (sample bckgd)		10Be/9Be ratio (corr. For bkgds)	
									BE ratio	ratio error	bkgd ratio	bkgd error	ratio	error
Pay-Be10-04-A	BE47122	20,0239	0,1820	BLK1-2019Jul10	3	0,0236975	0,000522	0,0002341	6,8E-14	1,49E-15	2,9526E-16	1,1172E-16	6,72426E-14	1,49189E-15
Pay-Be10-04-B	BE47123	20,6609	0,1831	BLK1-2019Jul10	3	0,0243647	0,0005345	0,0005451	6,9E-14	1,55E-15	2,9526E-16	1,1172E-16	6,91441E-14	1,55755E-15
AUPA-BE10-01A	BE47124	20,0718	0,1824	BLK1-2019Jul10	3	0,0262966	0,0005423	0,0001942	7,5E-14	1,55E-15	2,9526E-16	1,1172E-16	7,46501E-14	1,54959E-15
AUPA-BE10-01B	BE47125	20,5264	0,1827	BLK1-2019Jul10	3	0,0234918	0,0005006	0,0001823	6,7E-14	1,43E-15	2,9526E-16	1,1172E-16	6,66564E-14	1,43108E-15
Feu01-BE10-02	BE47126	20,0153	0,1825	BLK1-2019Jul10	3	0,0267621	0,0005587	0,0005135	7,6E-14	1,59E-15	2,9526E-16	1,1172E-16	7,59767E-14	1,59621E-15
Feu01-BE10-03	BE47127	20,0234	0,1825	BLK1-2019Jul10	5	0,0215192	0,0005514	0,000885	6,1E-14	2,52E-15	2,9526E-16	1,1172E-16	6,10345E-14	2,52472E-15
Feu01-BE10-04	BE47128	20,0467	0,1822	BLK1-2019Jul10	3	0,0229204	0,0004892	0,0001586	6,5E-14	1,39E-15	2,9526E-16	1,1172E-16	6,50279E-14	1,39869E-15
Feu01-BE10-05	BE47129	20,0208	0,1823	BLK1-2019Jul10	4	0,0216935	0,0004625	0,0006385	6,2E-14	1,82E-15	2,9526E-16	1,1172E-16	6,15312E-14	1,82315E-15
Feu03-Be10-01	BE47130	20,0302	0,1820	BLK1-2019Jul10	3	0,025409	0,0005288	0,0001304	7,2E-14	1,51E-15	2,9526E-16	1,1172E-16	7,21204E-14	1,51122E-15
BLK1-2019Jul10	BE47131		0,1823		1	0,0001036	0,0000392	0	3E-16	1,12E-16			2,9526E-16	1,1172E-16

* Carrier #7, concentration : 1028,6 ppm

ANNEXE G

CALCULS DE LA CONCENTRATION EN NUCLÉIDES DE ¹⁰Be

	Quartz mass (mg)	Total ⁹ Be carrier (mg)	Total of ⁹ Be atoms †	Nuclide concentration: # atoms/g			Nuclide uncertainty: # atoms/g		
				Blank corrected	Total of ¹⁰ Be atoms ‡	¹⁰ Be per g §	Blank corrected	Total of ¹⁰ Be atoms ‡	¹⁰ Be per g §
Pay04-A	20,0239	0,1820	1,2162E+19	6,7243E-14	817778,2402	40840,1081	1,4919E-15	18143,7668	906,1055
Pay04-B	20,6609	0,1831	1,2235E+19	6,9144E-14	845986,1642	40946,2397	1,5575E-15	19056,7592	922,3586
Aupa01-A	20,0718	0,1824	1,2188E+19	7,4650E-14	909859,8584	45330,2573	1,5496E-15	18886,8932	940,9666
Aupa01-B	20,5264	0,1827	1,2208E+19	6,6656E-14	813766,4382	39644,8690	1,4311E-15	17471,1409	851,1547
Feu01-02	20,0153	0,1825	1,2195E+19	7,5977E-14	926537,5103	46291,4625	1,5962E-15	19465,8030	972,5462
Feu01-03	20,0234	0,1825	1,2195E+19	6,1034E-14	744316,3233	37172,3245	2,5247E-15	30789,0423	1537,6531
Feu01-04	20,0467	0,1822	1,2175E+19	6,5028E-14	791712,5629	39493,4110	1,3987E-15	17028,9976	849,4664
Feu01-05	20,0208	0,1823	1,2182E+19	6,1531E-14	749551,9314	37438,6604	1,8232E-15	22208,9964	1109,2962
Feu03-01	20,0302	0,1820	1,2162E+19	7,2120E-14	877099,8216	43788,8699	1,5112E-15	18378,8054	917,5548

$$† M_{9\text{Be carrier}}(\text{g})/M_{\text{Be}}(\text{g}) * N_A$$

$$‡ \text{Total of } ^9\text{Be atoms} * \text{Blank corrected}$$

$$§ \text{Total of } ^{10}\text{Be atoms}/M_{\text{quartz}}$$

ANNEXE H

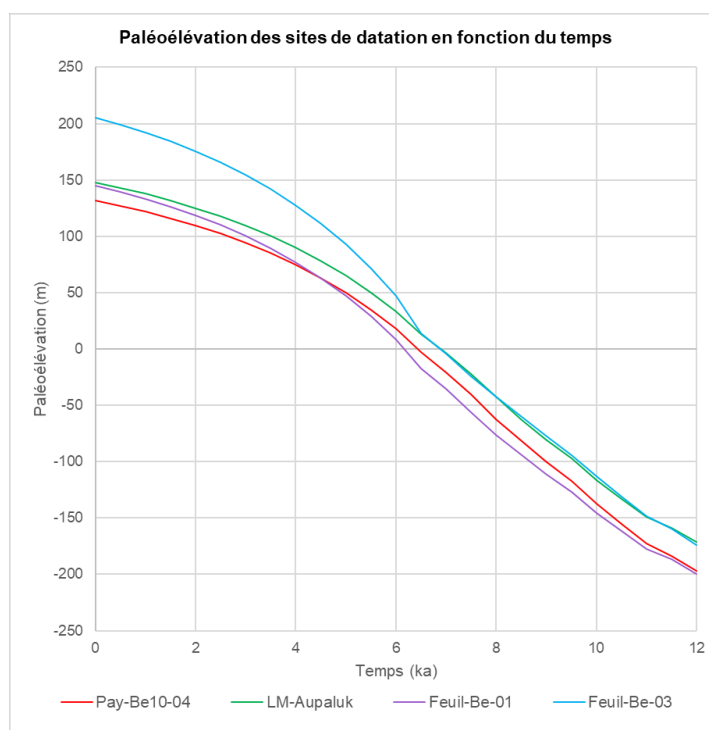
CALCULS POUR LA CORRECTION D'ÉLEVATION DES SITES DE DATATION EN FONCTION DU RELÈVEMENT GLACIO-ISOSTATIQUE

Pay-Be10-04							LM-Aupaluk						
Temps	GIA	GIA nég	Z actuel	Z paléo	Diff Z	Correction*	Temps	GIA	GIA nég	Z actuel	Z paléo	Diff Z	Correction*
0	0	0	132	132	0	1455,11	0	0	0	148	148	0	1451,14
0,5	4,85	-4,85	132	127,15	4,85	76,58	0,5	4,92	-4,92	148	143,08	4,92	76,38
1	10,15	-10,15	132	121,85	10,15		1	10,29	-10,29	148	137,71	10,29	
1,5	16	-16	132	116	16		1,5	16,24	-16,24	148	131,76	16,24	
2	22,52	-22,52	132	109,48	22,52		2	22,86	-22,86	148	125,14	22,86	
2,5	29,64	-29,64	132	102,36	29,64		2,5	30,08	-30,08	148	117,92	30,08	
3	37,82	-37,82	132	94,18	37,82		3	38,37	-38,37	148	109,63	38,37	
3,5	46,98	-46,98	132	85,02	46,98		3,5	47,63	-47,63	148	100,37	47,63	
4	57,34	-57,34	132	74,66	57,34		4	58,08	-58,08	148	89,92	58,08	
4,5	68,82	-68,82	132	63,18	68,82		4,5	69,63	-69,63	148	78,37	69,63	
5	82,01	-82,01	132	49,99	82,01		5	82,86	-82,86	148	65,14	82,86	
5,5	97,19	-97,19	132	34,81	97,19		5,5	97,95	-97,95	148	50,05	97,95	
6	114,26	-114,26	132	17,74	114,26		6	114,94	-114,94	148	33,06	114,94	
6,5	135,01	-135,01	132	-3,01	135,01		6,5	135,04	-135,04	148	12,96	135,04	
7	152,85	-152,85	132	-20,85	152,85		7	151,45	-151,45	148	-3,45	151,45	
7,5	172,11	-172,11	132	-40,11	172,11		7,5	170,14	-170,14	148	-22,14	170,14	
8	194,2	-194,2	132	-62,2	194,2		8	190,33	-190,33	148	-42,33	190,33	
8,5	213,36	-213,36	132	-81,36	213,36		8,5	210,33	-210,33	148	-62,33	210,33	
9	231,64	-231,64	132	-99,64	231,64		9	228,36	-228,36	148	-80,36	228,36	
9,5	249,28	-249,28	132	-117,28	249,28		9,5	245,31	-245,31	148	-97,31	245,31	
10	269,18	-269,18	132	-137,18	269,18		10	264,19	-264,19	148	-116,19	264,19	
10,5	287,28	-287,28	132	-155,28	287,28		10,5	281,17	-281,17	148	-133,17	281,17	
11	304,56	-304,56	132	-172,56	304,56		11	297,14	-297,14	148	-149,14	297,14	
11,5	315,51	-315,51	132	-183,51	315,51		11,5	306,68	-306,68	148	-158,68	306,68	
12	329,11	-329,11	132	-197,11	329,11		12	319,05	-319,05	148	-171,05	319,05	

* La correction d'élévation représente la moyenne du rebond (Diff Z) depuis la déglaciation du site (âges non corrigés)

Feuil-Be-01							Feuil-Be-03						
Temps	GIA	GIA nég	Z actuel	Z paléo	Diff Z	Correction*	Temps	GIA	GIA nég	Z actuel	Z paléo	Diff Z	Correction*
0	0	0	145	145	0	1463,28	0	0	0	205	205	0	1939,15
0,5	5,55	-5,55	145	139,45	5,55	77,01	0,5	6,2	-6,2	205	198,8	6,2	102,06
1	11,72	-11,72	145	133,28	11,72		1	13,11	-13,11	205	191,89	13,11	
1,5	18,6	-18,6	145	126,4	18,6		1,5	20,87	-20,87	205	184,13	20,87	
2	26,32	-26,32	145	118,68	26,32		2	29,59	-29,59	205	175,41	29,59	
2,5	34,84	-34,84	145	110,16	34,84		2,5	39,3	-39,3	205	165,7	39,3	
3	44,61	-44,61	145	100,39	44,61		3	50,44	-50,44	205	154,56	50,44	
3,5	55,61	-55,61	145	89,39	55,61		3,5	63,03	-63,03	205	141,97	63,03	
4	68,07	-68,07	145	76,93	68,07		4	77,37	-77,37	205	127,63	77,37	
4,5	81,98	-81,98	145	63,02	81,98		4,5	93,51	-93,51	205	111,49	93,51	
5	97,94	-97,94	145	47,06	97,94		5	112,13	-112,13	205	92,87	112,13	
5,5	116,16	-116,16	145	28,84	116,16		5,5	133,87	-133,87	205	71,13	133,87	
6	136,76	-136,76	145	8,24	136,76		6	158,07	-158,07	205	46,93	158,07	
6,5	162,32	-162,32	145	-17,32	162,32		6,5	191,46	-191,46	205	13,54	191,46	
7	180,15	-180,15	145	-35,15	180,15		7	209,06	-209,06	205	-4,06	209,06	
7,5	201,14	-201,14	145	-56,14	201,14		7,5	229,07	-229,07	205	-24,07	229,07	
8	221,51	-221,51	145	-76,51	221,51		8	247,61	-247,61	205	-42,61	247,61	
8,5	238,5	-238,5	145	-93,5	238,5		8,5	264,46	-264,46	205	-59,46	264,46	
9	255,8	-255,8	145	-110,8	255,8		9	281,99	-281,99	205	-76,99	281,99	
9,5	272,17	-272,17	145	-127,17	272,17		9,5	299,09	-299,09	205	-94,09	299,09	
10	290,3	-290,3	145	-145,3	290,3		10	318,28	-318,28	205	-113,28	318,28	
10,5	306,72	-306,72	145	-161,72	306,72		10,5	336,07	-336,07	205	-131,07	336,07	
11	322,27	-322,27	145	-177,27	322,27		11	353,09	-353,09	205	-148,09	353,09	
11,5	331,7	-331,7	145	-186,7	331,7		11,5	364,22	-364,22	205	-159,22	364,22	
12	344,42	-344,42	145	-199,42	344,42		12	378,94	-378,94	205	-173,94	378,94	

* La correction d'élévation représente la moyenne du rebond (Diff Z) depuis la déglaciation du site (âges non corrigés)



ANNEXE I

DONNÉES UTILISÉES POUR LE CALCUL DES ÂGES SELON LE CALCULATEUR EN LIGNE CRONUS EARTH VERSION 3

I.1 Âges corrigés pour les effets du GIA

Sample name	Latitude	Longitude	Corrected Elevation (m)	Handling Flag	Thickness (cm)	Density	shielding correction	erosion rate	date of sample collection	semicolon
Pay-Be10-04-A	60,0540	-71,1180	53,4153	std	2	2,7	1	0	2018	;
Pay-Be10-04-B	60,0540	-71,1184	54,4153	std	2	2,7	1	0	2018	;
AUPA-BE10-01A	59,3281	-69,9718	71,6242	std	2	2,7	1	0	2018	;
AUPA-BE10-01B	59,3281	-69,9720	71,6242	std	2	2,7	1	0	2018	;
Feu01-BE10-02	58,5214	-70,4719	67,9853	std	2	2,7	1	0	2018	;
Feu01-BE10-03	58,5215	-70,4716	69,9853	std	2	2,7	1	0	2018	;
Feu01-BE10-04	58,5218	-70,4709	66,9853	std	2	2,7	1	0	2018	;
Feu01-BE10-05	58,5220	-70,4697	65,9853	std	2	2,7	1	0	2018	;
Feu03-Be10-01	58,2517	-71,9453	100,9395	std	1,99	2,7	1	0	2019	;
BLK1-2019Jul10										

sample name	nuclide	mineral	nuclide concentration	nuclide uncertainty	standard	semicolon
Pay-Be10-04-A	Be-10	quartz	40840,1081	906,1055	07KNSTD	;
Pay-Be10-04-B	Be-10	quartz	40946,2397	922,3586	07KNSTD	;
AUPA-BE10-01A	Be-10	quartz	45330,2573	940,9666	07KNSTD	;
AUPA-BE10-01B	Be-10	quartz	39644,8690	851,1547	07KNSTD	;
Feu01-BE10-02	Be-10	quartz	46291,4625	972,5462	07KNSTD	;
Feu01-BE10-03	Be-10	quartz	37172,3245	1537,6531	07KNSTD	;
Feu01-BE10-04	Be-10	quartz	39493,4110	849,4664	07KNSTD	;
Feu01-BE10-05	Be-10	quartz	37438,6604	1109,2962	07KNSTD	;
Feu03-Be10-01	Be-10	quartz	43788,8699	917,5548	07KNSTD	;
BLK1-2019Jul10						

I.2 Âges non corrigés pour les effets du GIA

Sample name	Latitude	Longitude	Non-corrected Elevation (m)	Handling Flag	Thickness (cm)	Density	shielding correction	erosion rate	date of sample collection	semicolon
Pay-Be10-04-A	60,0540	-71,1180	130	std	2	2,7	1	0	2018	;
Pay-Be10-04-B	60,0540	-71,1184	131	std	2	2,7	1	0	2018	;
AUPA-BE10-01A	59,3281	-69,9718	148	std	2	2,7	1	0	2018	;
AUPA-BE10-01B	59,3281	-69,9720	148	std	2	2,7	1	0	2018	;
Feu01-BE10-02	58,5214	-70,4719	145	std	2	2,7	1	0	2018	;
Feu01-BE10-03	58,5215	-70,4716	147	std	2	2,7	1	0	2018	;
Feu01-BE10-04	58,5218	-70,4709	144	std	2	2,7	1	0	2018	;
Feu01-BE10-05	58,5220	-70,4697	143	std	2	2,7	1	0	2018	;
Feu03-Be10-01	58,2517	-71,9453	203	std	1,99	2,7	1	0	2019	;
BLK1-2019Jul10										

sample name	nuclide	mineral	nuclide concentration	nuclide uncertainty	standard	semicolon
Pay-Be10-04-A	Be-10	quartz	40840,1081	906,1055	07KNSTD	;
Pay-Be10-04-B	Be-10	quartz	40946,2397	922,3586	07KNSTD	;
AUPA-BE10-01A	Be-10	quartz	45330,2573	940,9666	07KNSTD	;
AUPA-BE10-01B	Be-10	quartz	39644,8690	851,1547	07KNSTD	;
Feu01-BE10-02	Be-10	quartz	46291,4625	972,5462	07KNSTD	;
Feu01-BE10-03	Be-10	quartz	37172,3245	1537,6531	07KNSTD	;
Feu01-BE10-04	Be-10	quartz	39493,4110	849,4664	07KNSTD	;
Feu01-BE10-05	Be-10	quartz	37438,6604	1109,2962	07KNSTD	;
Feu03-Be10-01	Be-10	quartz	43788,8699	917,5548	07KNSTD	;
BLK1-2019Jul10						

BIBLIOGRAPHIE

- Allard, M., et Seguin, M. (1985). La déglaciation d'une partie du versant hudsonien québécois : bassins des rivières Nastapoca, Sheldrake et à l'Eau Claire. *Géographie physique et quaternaire*, 39 (1), 13-24.
- 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.
- Andrews, J. T. (1973). Maps of the maximum postglacial marine limit and rebound for the former Laurentide Ice Sheet (The National Atlas of Canada). *Arctic and Alpine Research*, 5(1), 41-48.
- Balco, G. (2019). Isostatic rebound corrections are still on a squishy footing. *The bleeding edge of cosmogenic-nuclide geochemistry*. Récupéré de : <https://cosmognosis.wordpress.com/2019/09/18/isostatic-rebound-corrections-are-still-on-a-squishy-footing/> [Accessed 18 Sep. 2019].
- Barber, D. C., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A. E., Andrews, J. T., Kerwin, M. W., & Gagnon, J. M. (1999). Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*, 400 (6742), 344.
- Barnett, D. M. (1963). Former pro-glacial lake shorelines as indicators of the pattern of deglaciation of the Labrador-Ungava Peninsula. *McGill Sub-Arctic Research Papers*, 15, 23-33.
- Böning, C. W., Behrens, E., Biastoch, A., Getzlaff, K., & Bamber, J. L. (2016). Emerging impact of Greenland meltwater on deepwater formation in the North Atlantic Ocean. *Nature Geoscience*, 9(7), 523.
- Bostock, H. S. (1970). Physiographic regions of Canada. *Geology and economic minerals of Canada*, s. p.
- Boulton, G. S., & Clark, C. D. (1990). A highly mobile Laurentide ice sheet revealed by satellite images of glacial lineations. *Nature*, 346 (6287), 813.

- Broccoli, A., & Manabe, S. (1987). The effects of the Laurentide ice sheet on North American climate during the last glacial maximum. *Géographie physique et quaternaire*, 41 (2), 291-299.
- 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), s. p.
- Clark, C. D., Knight, J. K., & Gray, J. T. (2000). Geomorphological reconstruction of the Labrador sector of the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 19(13), 1343-1366.
- Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., & McCabe, A. M. (2009). The last glacial maximum. *Science*, 325 (5941), 710-714.
- Daigneault, R. A., et Bouchard, M. A. (2004). Les écoulements et le transport glaciaires dans la partie septentrionale du Nunavik (Québec). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41(8), p. 919-938.
- Daigneault, R. A. (2008). *Géologie du Quaternaire du nord de la péninsule d'Ungava, Québec*. Commission géologique du Canada, Bulletin 533.
- Dimroth, E., Baragar, W. R. A., Bergeron, R., & Jackson, G. D. (1970). The filling of the Circum-Ungava geosyncline. In *Symposium on Basins and Geosynclines of the Canadian Shield*. Geological Survey of Canada Paper, 70-40.
- Douglas, M. C. K. and Drummond, R. N., (1955) : Map of the physiographic regions of Labrador-Ungava [Carte]. *Canadian Geographer*, 5, 9-16.
- Dubé-Loubert, H., Roy, M., Allard, G., Lamothe, M., & Veillette, J. J. (2012). Glacial and nonglacial events in the eastern James Bay lowlands, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 50(4), pp. 379-396.
- Dubé-Loubert, Hugo & Roy, M. (2017). Development, evolution and drainage of glacial Lake Naskaupi during the deglaciation of north-central Quebec and Labrador. *Journal of Quaternary Science*, 32 (8), pp. 1121-1137.
- Dubé-Loubert, H., Roy, M., Schaefer, J. M., & Clark, P. U. (2018). ¹⁰Be dating of former glacial Lake Naskaupi (Québec-Labrador) and timing of its discharges during the last deglaciation. *Quaternary Science Reviews*, 191, 31-40.

- Dutton, A., Carlson, A. E., Long, A. J., Milne, G. A., Clark, P. U., DeConto, R., & Raymo, M. E. (2015). Sea-level rise due to polar ice-sheet mass loss during past warm periods. *Science*, 349 (6244), 4019.
- Dyke, A., Dredge, L., & Vincent, J. S. (1982). Configuration and dynamics of the Laurentide Ice Sheet during the Late Wisconsin maximum. *Géographie physique et Quaternaire*, 36 (1-2), 5-14.
- Dyke, A. S., & Prest, V. K. (1987). Paleogeography of northern North America 18000–5000 years ago, Map 1703A [Carte]. Geological Survey of Canada, Queen's Printer, Ottawa.
- Dyke, A. S., & Peltier, W. R. (2000). Forms, response times and variability of relative sea-level curves, glaciated North America. *Geomorphology*, 32(3-4), 315-333.
- Dyke, A. S., Andrews, J. T., Clark, P. U., England, J. H., Miller, G. H., Shaw, J., & Veillette, J. J. (2002). The Laurentide and Innuitian ice sheets during the last glacial maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3), 9-31.
- Dyke, A. S. (2004). An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada. *Developments in Quaternary Sciences*, Elsevier, 2, 373-424.
- Dyke, A., Dredge, L., & Hodgson, D. (2005). North American deglacial marine-and lake-limit surfaces. *Géographie physique et Quaternaire*, 59 (2-3), 155-185.
- Ellison, C. R., Chapman, M. R., & Hall, I. R. (2006). Surface and deep ocean interactions during the cold climate event 8200 years ago. *Science*, 312 (5782), 1929-1932.
- Felzer, B., Oglesby, R. J., Webb III, T., & Hyman, D. E. (1996). Sensitivity of a general circulation model to changes in northern hemisphere ice sheets. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 101(D14), pp. 19077-19092.
- Gangloff, P., Gray, J. T., et Hillaire-Marcel, C. (1976). Reconnaissance géomorphologique sur la côte ouest de la baie d'Ungava. *Revue de géographie de Montréal*, 30 (4), 339-348.
- Godbout, P. M., Roy, M., Veillette, J. J., & Schaefer, J. M. (2017). Cosmogenic ¹⁰Be dating of raised shorelines constrains the timing of lake levels in the eastern Lake Agassiz-Ojibway basin. *Quaternary Research*, 88(2), 265-276.

- Godbout, P. M., Roy, M., & Veillette, J. J. (2019). High-resolution varve sequences record one major late-glacial ice readvance and two drainage events in the eastern Lake Agassiz-Ojibway basin. *Quaternary Science Reviews*, 223, 105942.
- Godbout, P.M., Brouard, E. & Roy, M. (*sous presse*). High-resolution land surface of Canada from 26 ka to present as predicted by the ICE-6G model.
- Gosse, J. C., & Phillips, F. M. (2001). Terrestrial in situ cosmogenic nuclides : theory and application. *Quaternary Science Reviews*, 20(14), 1475-1560.
- Gray, J., de Boutray, B., Marcel, C. H., & Lauriol, B. (1980). Postglacial emergence of the west coast of Ungava Bay, Quebec. *Arctic and Alpine Research*, 12(1), 19-30.
- Gray, J. T., & Lauriol, B. (1985). Dynamics of the late Wisconsin ice sheet in the Ungava Peninsula interpreted from geomorphological evidence. *Arctic and Alpine Research*, 17(3), pp. 289-310.
- Gray, J., Lauriol, B., Bruneau, D., & Ricard, J. (1993). Postglacial emergence of Ungava Peninsula, and its relationship to glacial history. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30(8), pp. 1676-1696.
- Hare, F. K. (1955). Mapping of physiography and vegetation in Labrador-Ungava. *Canadian Geographer*, 5, 17-28.
- Hébert, S. et Roy, M. (2018). *Cartographie des dépôts quaternaires du secteur du lac Roberts (péninsule d'Ungava) à l'aide d'images satellitaires RapidEye et Pléiades* (MB 2018-19). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec. Récupéré de : <http://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/examine/MB201819/MB201819RAP001.pdf>
- Hemming, S. R. (2004). Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Reviews of Geophysics*, 42(1), s. p.
- Henderson, E. P. (1959). A glacial study of central Labrador-Quebec. *Geological Survey of Canada, Bulletin 40*, 94.
- Hughes, O. L. (1964). Surficial geology, Nichicun-Kaniapiskau map-area. *Quebec. Geol. Survey Canada Bull*, 106 (20), s. p.

- Ives, J. D. (1958). Glacial drainage channels as indicators of late-glacial conditions in Labrador-Ungava: a discussion. *Cahiers de géographie du Québec*, 3 (5), pp. 57-72.
- Ives, J.D., (1960). Former ice-dammed lakes and deglaciation of the middle reaches of the George River, Labrador/Ungava. *Geogr. Bull.* 14, pp. 44-70.
- Ivy-Ochs, S., & Briner, J. P. (2014). Dating disappearing ice with cosmogenic nuclides. *Elements*, 10(5), 351-356.
- Jansson, K. N. (2003a). Early Holocene glacial lakes and ice marginal retreat pattern in Labrador/Ungava, Canada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 193(3-4), pp. 473-501.
- Jansson, K. N., Stroeven, A. P., & Kleman, J. (2003 b). Configuration and timing of Ungava Bay ice streams, Labrador–Ungava, Canada. *Boreas*, 32(1), pp. 256-262.
- Jennings, A., Andrews, J., Pearce, C., Wilson, L., & Ólfasdóttir, S. (2015). Detrital carbonate peaks on the Labrador shelf, a 13–7ka template for freshwater forcing from the Hudson Strait outlet of the Laurentide Ice Sheet into the subpolar gyre. *Quaternary Science Reviews*, 107, pp. 62-80.
- Kaufman, D. S., Miller, G. H., Stravers, J. A., & Andrews, J. T. (1993). Abrupt early Holocene (9.9-9.6 ka) ice-stream advance at the mouth of Hudson Strait, Arctic Canada. *Geology*, 21(12), 1063-1066.
- Klassen, R. A., & Thompson, F. J. (1993). Glacial history, drift composition, and mineral exploration, central Labrador. *Energy, Mines and Resources Canada, Geological Survey of Canada*, s. p.
- Kleiven, H. K. F., Kissel, C., Laj, C., Ninnemann, U. S., Richter, T. O., & Cortijo, E. (2008). Reduced North Atlantic deep-water coeval with the glacial Lake Agassiz freshwater outburst. *science*, 319 (5859), pp. 60-64.
- Kleman, J., Borgström, I., & Hättestrand, C. (1994). Evidence for a relict glacial landscape in Quebec-Labrador. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 111(3-4), pp. 217-228.
- Kleman, J., Jansson, K., De Angelis, H., Stroeven, A. P., Hättestrand, C., Alm, G., & Glasser, N. (2010). North American ice sheet build-up during the last glacial cycle, 115–21 kyr. *Quaternary Science Reviews*, 29(17-18), pp. 2036-2051.

- Lauriol, B., Gray, J., Hétu, B., & Cyr, A. (1979). Le cadre chronologique et paléogéographique de l'évolution marine depuis la déglaciation dans la région d'Aupaluk Nouveau-Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 33 (2), 189-203.
- Lauriol, B., (1982). Géomorphologie quaternaire du sud de l'Ungava. Collection Paléo-Québec, 15, p. 17-27.
- Lauriol, B., et Gray, J. T. (1983). Un lac glaciaire dans la région du lac Minto—Nouveau-Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(9), p. 1488-1492.
- Lauriol, B., & Gray, J. T. (1987). The decay and disappearance of the late Wisconsin ice sheet in the Ungava Peninsula, northern Québec, Canada. *Arctic and Alpine Research*, 19(2), pp. 109-126.
- Lavoie, C., Allard, M., & Duhamel, D. (2012). Deglaciation landforms and C-14 chronology of the Lac Guillaume-Delisle area, eastern Hudson Bay: a report on field evidence. *Geomorphology*, 159, 142-155.
- Lawrence, T., Long, A. J., Gehrels, W. R., Jackson, L. P., & Smith, D. E. (2016). Relative sea-level data from southwest Scotland constrain meltwater-driven sea-level jumps prior to the 8.2 kyr BP event. *Quaternary science reviews*, 151, 292-308.
- Lifton, N., Sato, T., & Dunai, T. J. (2014). Scaling in situ cosmogenic nuclide production rates using analytical approximations to atmospheric cosmic-ray fluxes. *Earth and Planetary Science Letters*, 386, 149-160.
- Low, A. P. (1896). Report on explorations in the Labrador Peninsula along the East Main, Koksoak, Hamilton, Manicouagan and portions of other rivers in 1892-93-94-95. *Geological Survey of Canada*, 8.
- 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.
- McMartin, I., & Henderson, P. (2004). Evidence from Keewatin (central Nunavut) for paleo-ice divide migration. *Géographie physique et quaternaire*, 58 (2-3), pp. 163-186.
- Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles (s. d.). *Carte interactive - Système d'information géominière du Québec*. Récupérée de : http://sigeom.mines.gouv.qc.ca/signet/classes/I1108_afchCarteIntr

- Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, (2010). *Portrait territorial du Nord-du-Québec*. Récupérée de : <https://www.mern.gouv.qc.ca/publications/territoire/planification/portrait-nord-du-quebec.pdf>
- Payette, S. (1976). Les limites écologiques de la zone héli-arctique entre la mer d'Hudson et la baie d'Ungava, Nouveau-Québec. *Cahiers de géographie du Québec*, 20 (50), 347-365.
- Peltier, W. R. (1998). Postglacial variations in the level of the sea: Implications for climate dynamics and solid-earth geophysics. *Reviews of geophysics*, 36(4), 603-689.
- Peltier, W. R., Argus, D. F., & Drummond, R. (2015). Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: The global ICE-6G_C (VM5a) model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(1), 450-487.
- Prest, V.K., Grant, D.R., Rampton, V.N., (1968). Glacial map of Canada [Carte]. *Geological Survey of Canada*, Map 1253A, 1: 5 000 000 scale.
- Prest, V. K. (1975). Géologie du Quaternaire au Canada. RJW Douglas, Géologie et ressources minérales du Canada, *Commission géologique du Canada, Parties B et C, Ottawa*, 751-852.
- Rahmstorf, S., Box, J. E., Feulner, G., Mann, M. E., Robinson, A., Rutherford, S., & Schaffernicht, E. J. (2015). Exceptional twentieth-century slowdown in Atlantic Ocean overturning circulation. *Nature climate change*, 5 (5), 475.
- Roy, M., Hemming, S. R., & Parent, M. (2009). Sediment sources of northern Quebec and Labrador glacial deposits and the northeastern sector of the Laurentide Ice Sheet during ice-rafting events of the last glacial cycle. *Quaternary Science Reviews*, 28(27-28), pp. 3236-3245.
- Roy, M., Dell'Oste, F., Veillette, J. J., De Vernal, A., Hélie, J. F., & Parent, M. (2011). Insights on the events surrounding the final drainage of Lake Ojibway based on James Bay stratigraphic sequences. *Quaternary Science Reviews*, 30(5-6), 682-692.
- Roy, M, Lévesque, M-A, Dubé-Loubert, H, Schaefer, JM, Brouard, E, Dunlop, P (July 2019). *The development, configuration and chronology of the ice-dammed lakes of the Ungava Peninsula (northern Quebec, Canada) during the last deglaciation*. Communication présentée au 20th Congress of the International Union for Quaternary Research (INQUA), Dublin, Ireland.

- Schaefer, J.M., Denton, G.H., Kaplan, M., Putnam, A., Finkel, R.C., Barrell, D.J., Andersen, B.G., Schwartz, R., Mackintosh, A., Chinn, T., Schluchter, C. (2009). High-frequency Holocene glacier fluctuations in New Zealand differ from the northern signature. *Science* 324, 622-625.
- Séguin, M. (1976). Observations géophysiques sur le pergélisol des environs du lac Minto, Nouveau-Québec. *Cahiers de géographie du Québec*, 20 (50), 327-345.
- Staiger, J., Gosse, J., Toracinta, R., Oglesby, B., Fastook, J., & Johnson, J. V. (2007). Atmospheric scaling of cosmogenic nuclide production: climate effect. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B2), s. p.
- Stravers, J. A., Miller, G. H., & Kaufman, D. S. (1992). Late glacial ice margins and deglacial chronology for southeastern Baffin Island and Hudson Strait, eastern Canadian Arctic. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29(5), 1000-1017.
- Stuiver, M., Pearson, G. W., & Braziunas, T. (1986). Radiocarbon age calibration of marine samples back to 9000 cal yr BP. *Radiocarbon*, 28(2B), 980-1021.
- Törnqvist, T. E., Rosenheim, B. E., Hu, P., & Fernandez, A. B. (2015). Radiocarbon dating and calibration. *Handbook of Sea-Level Research*, edited by: Shennan, I., Long, AJ, and Horton, BP, 349-360.
- Vacchi, M., Engelhart, S. E., Nikitina, D., Ashe, E. L., Peltier, W. R., Roy, K., ... & Horton, B. P. (2018). Postglacial relative sea-level histories along the eastern Canadian coastline. *Quaternary Science Reviews*, 201, 124-146.
- 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), pp. 993-1019.
- Veillette, J. (2004). Ice-flow chronology and palimpsest, long-distance dispersal of indicator clasts, north of the St. Lawrence River valley, Quebec. *Géographie physique et quaternaire*, 58 (2-3), pp. 187-216.
- Von Grafenstein, U., Erlenkeuser, H., Müller, J., Jouzel, J., & Johnsen, S. (1998). The cold event 8200 years ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland. *Climate dynamics*, 14(2), 73-81.
- Walker, M. (2005). Quaternary Dating Methods. *John Wiley and Sons*, p. 17-55.
- Winsborrow, M., Clark, C., & Stokes, C. (2004). Ice streams of the Laurentide ice sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 58 (2-3), 269-280.

- Yang, Q., Dixon, T. H., Myers, P. G., Bonin, J., Chambers, D., Van Den Broeke, M. R.,... & Mortensen, J. (2016). Recent increases in Arctic freshwater flux affects Labrador Sea convection and Atlantic overturning circulation. *Nature communications*, 7 (1), 1-8.
- Young, N. E., Schaefer, J. M., Briner, J. P., & Goehring, B. M. (2013). A ^{10}Be production-rate calibration for the Arctic. *Journal of Quaternary Science*, 28(5), 515-526.
- Zenkovich, V.P., (1967). Process of coastal development. *Oliver & Boyd, Edinburgh and London*, 730.