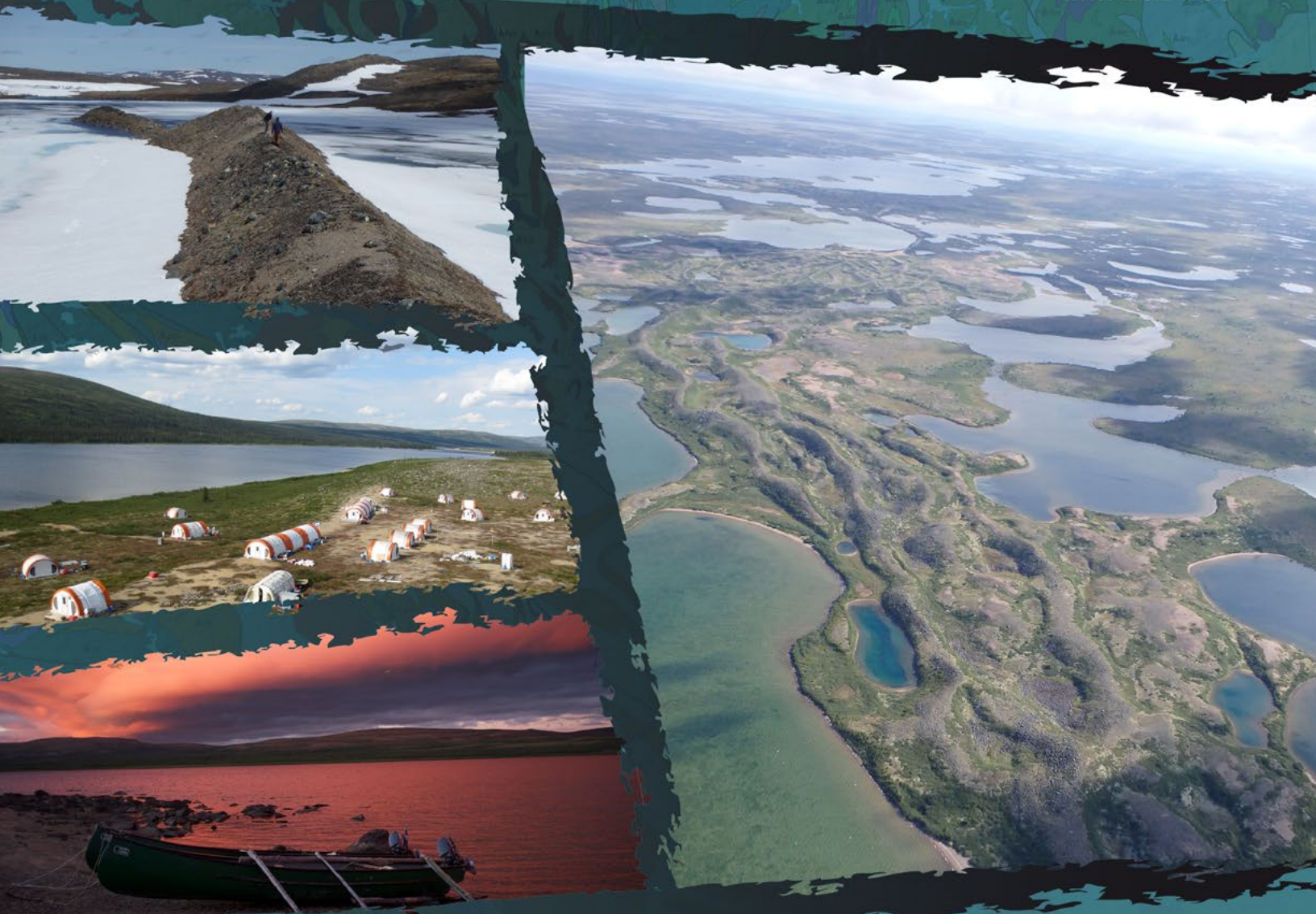


SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE DES DÉPÔTS ET DES MORPHOLOGIES DE SURFACE DE LA RÉGION DES BASSINS DES RIVIÈRES À LA BALEINE ET GEORGE (SNRC 24A, 24B, 24G ET 24H)

MM 2024-01



Hugo Dubé-Loubert (MRNF) et Martin Roy (UQAM)

Québec 

DOCUMENT PUBLIÉ PAR LA DIRECTION GÉNÉRALE DE GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction générale

Marc Leblanc

Direction de l'acquisition des connaissances géoscientifiques

Andrea Amortegui

Service de cartographie géologique

James Moorhead, géo.

Direction de l'information géologique et de la promotion

Patrice Roy

Direction du soutien administratif, logistique et matériel

Robert Thériault

Auteurs

Hugo Dubé-Loubert, géo. et Martin Roy

Édition

Claude Dion, ing.

Graphisme

André Tremblay

Synthèse géologique des dépôts et des morphologies de surface de la région des bassins des rivières à la Baleine et George (SNRC 24A, 24B, 24G et 24H)

Hugo Dubé-Loubert (MRNF) et Martin Roy (UQAM)

Mots-clés : géologie des dépôts de surface, prospection glaciocédimentaire, baie d'Ungava, secteur Labrador-Québec, dynamique glaciaire, Mer d'Iberville, Lac Naskaupi, datation cosmogénique, potentiel minéral.

MM 2024-01

RÉSUMÉ

Les grandes glaciations qui ont marqué la période du Quaternaire ont laissé un vaste héritage de formes de terrain et de dépôts glaciaires qui nous renseignent sur l'étendue, la configuration et la dynamique des inlandis qui ont recouvert le territoire. Les basses terres de la baie d'Ungava et les régions environnantes du Nunavik occupent une position géographique privilégiée par rapport au centre de dispersion glaciaire du Labrador-Québec. Les enregistrements morphologiques et sédimentaires de cette région sont riches et variés et représentent une importante source d'information sur l'histoire géologique de ce secteur de l'Inlandis laurentidien au cours du Wisconsinien et de l'Holocène.

Géologie Québec a réalisé de 2012 à 2015 un programme d'échantillonnage des dépôts glaciaires (till) et fluvio-glaciaires (eskers) combiné à une cartographie des dépôts de surface à l'échelle 1/250 000 dans la partie sud-est de la Province de Churchill. Ce projet poursuivait plusieurs objectifs, dont celui d'évaluer le potentiel minéral dans ce secteur à forte couverture sédimentaire quaternaire, mais également de contribuer à l'acquisition de connaissances sur la géologie glaciaire régionale.

La cartographie des dépôts et des morphologies de surface a permis de caractériser la dynamique glaciaire et la variété des conditions thermiques basales à l'échelle régionale, en distinguant les secteurs caractérisés par des écoulements de glace dynamiques de ceux à base froide où la glace était peu mobile. Un inventaire des marques d'érosion ainsi que l'examen des fabriques de till ont révélé une séquence d'écoulements complexe consistant en cinq différents mouvements qui soulignent l'activité de courants de glace ou l'évolution des lignes de partage glaciaire.

Au cours de la déglaciation, les lacs glaciaires Naskaupi et McLean ont occupé respectivement les vallées des rivières George et à la Baleine. Les reconstructions paléogéographiques, appuyées par des datations par isotopes cosmogéniques (^{10}Be), suggèrent que le drainage du Lac Naskaupi a pu contribuer au forçage climatique du refroidissement majeur de 8,2 ka. La Mer d'Iberville a pénétré loin à l'intérieur des basses terres de la baie d'Ungava et est à l'origine de constructions sédimentaires notables. Les datations des deltas glaciomarins ont contribué à préciser l'âge de cette invasion marine de même qu'à déterminer un âge tardiglaciaire pour les formes glaciaires convergeant vers la baie d'Ungava situées au nord de la limite géomorphologique bien marquée connue sous le nom de *Horseshoe Intersection Zone* (HIZ).

Le traitement statistique des analyses géochimiques associé à l'examen des concentrés de minéraux lourds ont permis d'identifier 39 zones favorables pour l'exploration minérale. Ces zones témoignent d'un potentiel particulièrement intéressant pour des minéralisations en éléments de terres rares et pour des minéralisations magmatiques et volcanogènes. Des études menées en parallèle, basées sur les résultats analytiques de ce projet, ont également mis de l'avant le potentiel de la région pour les minéralisations de type IOCG.

Préambule

Le présent document présente les observations et les conclusions de travaux de cartographie et d'échantillonnage des dépôts de surface réalisés pendant quatre années dans un secteur des basses terres de la baie d'Ungava. De 2012 à 2015, Géologie Québec a entrepris des levés du Quaternaire dans un secteur couvrant près de 55 000 km² situé en majeure partie dans le Sud-Est de la Province géologique de Churchill. Bien que l'importante couverture sédimentaire de cette région représente une source d'information clé pour la compréhension de l'évolution de l'Inlandsis laurentidien au cours du dernier cycle glaciaire, ces dépôts masquent largement le socle rocheux et représentent ainsi un frein à l'évaluation du potentiel minéral du secteur.

Cette synthèse vise à intégrer et à uniformiser les données acquises au cours du projet et pourra servir de guide à l'exploration minérale dans un secteur à forte couverture quaternaire et à l'historique glaciaire complexe. Elle contient une description des dépôts de surface de la région et des morphologies associées, un inventaire des marques d'érosion menant à une interprétation de la séquence d'écoulements glaciaires et de nouvelles contraintes chronologiques. Parallèlement, des zones favorables à l'exploration ont été circonscrites à partir des résultats des analyses effectuées sur les échantillons de till et d'eskers (géochimie de la fraction fine du till, examen des concentrés de minéraux lourds, analyses minérales par LA-ICP-MS et au microscope électronique à balayage).

Remerciements

Ce projet d'acquisition de connaissance est le résultat d'un travail considérable qui s'est échelonné sur plusieurs années. Il a impliqué une multitude de personnes sur le terrain (étudiants, géologues, cuisiniers, responsables de camp, pilotes, mécaniciens) ou en soutien (équipe logistique, géomatique, de gestion et administrative). Nous tenons à souligner et à exprimer notre reconnaissance à toutes les personnes qui ont contribué, de près ou de loin, à la réalisation de cette synthèse. Un grand merci à Guillaume Allard qui a contribué à la conception de ce projet et qui a participé à la première année de terrain. Notre reconnaissance va aussi à Isabelle Lafrance et aux équipes de cartographie du socle rocheux, ainsi qu'aux nombreux assistants et géologues qui ont collaboré aux travaux de terrain ou à la suite des choses, particulièrement Virginie Daubois, Olivier Lamarche et Simon Hébert.

Nous remercions tout particulièrement Olivier Lamarche pour sa lecture critique exhaustive du manuscrit, ses commentaires pertinents et ses suggestions qui ont grandement enrichi le document. De même, Claude Dion a su rendre le texte plus clair par un travail d'édition considérable. Plusieurs personnes de l'équipe géomatique de la Direction de l'information géologique et de la promotion nous ont fait profiter de leur expertise pour bonifier les trop nombreuses versions des cartes produites; un grand merci à Pierre-Thomas Poulin, Kathleen O'Brien et Julie Sauvageau.

Nos remerciements s'adressent aussi à Dominique Genna, Etienne Brouard, Enzo Caraballo-Rojas, Jérôme Lavoie et Sylvain Trépanier pour les échanges enrichissants, leur soutien dans la production de certaines figures ou le traitement de certains jeux de données.

TABLE DES MATIÈRES

Résumé.....	1
Préambule.....	2
Remerciements	2
CHAPITRE 1 - Introduction.....	5
Structure du document	5
Région d'étude, hydrographie et cadre physiographique	7
Travaux antérieurs	7
Méthode de travail.....	8
Cartographie des dépôts de surface et description sédimentologique	8
Échantillonnage des sédiments glaciaires (till) et fluvioglaciaires (eskers)	9
Analyse des échantillons de sédiment glaciaire et fluvioglaciaire	9
Géochimie de la matrice du till	9
Concentrés de minéraux lourds	9
Chimie des minéraux indicateurs	9
Séquence des écoulements glaciaires et chronologie relative	
Datation par isotope cosmogénique (^{10}Be)	
CHAPITRE 2 - Contexte géologique et potentiel minéral régional	11
Géologie du socle du Sud-Est de la Province de Churchill.....	11
Potentiel minéral et répartition des indices et des gîtes connus	13
Minéralisations de Ni-Cu-EGP.....	13
Minéralisations de Ni-Cr-EGP	13
Minéralisations de métaux rares associées à des intrusions hyperalcalines, des carbonatites,	
des granites hyperalumineux ou des pegmatites	13
Minéralisations de type IOCG.....	14
Minéralisations de type sulfures massifs volcanogènes (SMV)	14
Minéralisations de type porphyre à Cu-Mo	14
Minéralisations de Fe-Ti-V	14
Géologie du Quaternaire.....	14
Dynamique glaciaire et enregistrements morphosédimentaires du secteur LQ	14
Séquence d'écoulements glaciaires répertoriés au Labrador et dans la partie NE du Québec.....	17
Séquence d'écoulements glaciaires reconnus antérieurement dans les bassins des	
rivières George et à la Baleine	17
Déglaciation, lacs glaciaires et invasion marine	18
Cadre chronologique des basses terres de la baie d'Ungava au Pléistocène	19
CHAPITRE 3- Architecture et caractéristiques des unités morphosédimentaires des basses terres de la baie d'Ungava ..	20
Description et caractéristiques des unités morphosédimentaires cartographiées.....	20
Stratigraphie et sédiments préwisconsinien	20
Sédiments quaternaires anciens et zones de felsenmeer	20
Sédiments glaciaires de surface et morphologies associées.....	22
Sédiments reliés à la déglaciation et morphologies associées.....	24
Paléogéographie des lacs Naskaupi et McLean	28
Caractéristiques des morphologies glaciolacustres du Lac Naskaupi	28
Mesures d'élévation et reconstruction des principales phases glaciolacustres.....	28
Invasion marine et limite d'extension de la Mer d'Iberville	33
Limite marine dans la vallée de la rivière à la Baleine	33
Limite marine dans la vallée de la rivière George	33

CHAPITRE 4 - Dynamique glaciaire, conditions basales et transport sédimentaire	36
Séquence des écoulements glaciaires et chronologie relative	36
Résultats des mesures de la fabrique des tills dans les coupes des rivières à la Baleine et Chaumaux	36
Variations des conditions sous-glaciaires et quantification du transport	38
Évaluation du transport glaciaire	38
Évaluation du transport fluvioglaciaire	40
CHAPITRE 5 - Contraintes géochronologiques et reconstruction du secteur LQ de l’Inlandsis laurentidien	41
Datation des rivages et des constructions de vidange du Lac Naskaupi	41
Datation de deltas glaciomarins	41
Résultats et interprétation	41
CHAPITRE 6 - Prospection glaciocédimentaire, potentiel minéral et zones favorables	45
Géochimie de la fraction fine, traitement et approches statistiques	45
U-statistiques	46
Analyse par régression spatiale multiple	46
Validation de la qualité des données et sélection des variables explicatives	46
Analyse par régression spatiale multiélémentaire	50
Concentrés de minéraux lourds et minéraux indicateurs	52
Chalcopyrite	52
Grains d’or	52
Spinelle zincifère	52
Ilménite niobifère	52
Cérianite	55
Analyses des éléments en traces dans les sulfures par LA-ICP-MS	55
Pyrite	55
Chalcopyrite	56
Description des zones favorables	56
Zones favorables régionales pour les minéralisations d’ETR, de métaux rares et de Li	56
Zones favorables régionales pour des minéralisations d’origine magmatique et volcanogène	56
Minéralisations magmatiques	57
Minéralisations de SMV	60
Zones favorables régionales pour des minéralisations de IOCG	60
Influence de la dynamique glaciaire sur les zones favorables	60
CHAPITRE 7 - Conclusion	61
RÉFÉRENCES	62

HORS TEXTE :

GÉOLOGIE DES DÉPÔTS DE SURFACE - LAC BRISSON MM 2024-01 C01

GÉOLOGIE DES DÉPÔTS DE SURFACE - LAC JEANNIN MM 2024-01 C02

GÉOLOGIE DES DÉPÔTS DE SURFACE - LAC SAFFRAY MM 2024-01 C03

GÉOLOGIE DES DÉPÔTS DE SURFACE - LAC HENRIETTA MM 2024-01 C04

CHAPITRE 1 - INTRODUCTION

Au cours de la dernière glaciation, le nord du Québec était occupé par l'un des trois centres de masse de l'Inlandsis laurentidien, soit le centre de dispersion glaciaire du Labrador-Québec (LQ), dont les changements de configuration dans le temps ont grandement influencé l'architecture des dépôts de surface de ce territoire. Le secteur LQ a été très dynamique au cours de la glaciation wisconsinienne, une activité qui s'est notamment manifestée par d'importants déplacements des lignes de partage glaciaire et des fluctuations spatio-temporelles des conditions thermiques à la semelle du glacier. La déglaciation de la partie centrale du secteur LQ est aussi caractérisée par des taux de retrait asymétriques des marges sud (rapide) et nord du glacier (lent; Ullman *et al.*, 2016) ainsi que par une importante production d'eau de fonte qui a mené à la mise en place de plusieurs lacs de barrage glaciaire (Ives, 1960; Gray *et al.*, 1993; Dubé-Loubert et Roy, 2017; Dubé-Loubert *et al.*, 2018). Toutefois, d'importantes lacunes de connaissance limitent notre compréhension des événements ayant marqué cette partie de l'inlandsis.

La région du Nunavik, plus particulièrement les basses terres de la baie d'Ungava, occupe une position géographique privilégiée pour la compréhension de l'évolution du centre de dispersion du secteur LQ en raison de sa proximité de la zone d'extension maximale de l'inlandsis au Wisconsinien et de sa situation à quelques centaines de kilomètres des derniers vestiges de glace à l'Holocène (Allard *et al.*, 1989). Par ailleurs, lors de la déglaciation, les vallées des principales rivières de cette région ont été envahies par des lacs proglaciaires (lacs Naskaupi, McLean, Cambrien, etc.) dont l'évolution est intimement liée au schéma de retrait de la marge glaciaire. L'absence d'information détaillée sur l'évolution de ces lacs est corrélée au manque de connaissances sur la dynamique glaciaire récente et sur la position des masses de glace résiduelle au Wisconsinien tardif. Malgré l'importance de cette zone dans la compréhension de la dernière glaciation/déglaciation, très peu d'études ou de travaux de cartographie d'envergure ont été entrepris dans ce secteur. L'éloignement et les difficultés d'accès au territoire expliquent en partie cette situation.

De 2012 à 2015, Géologie Québec a réalisé un programme d'échantillonnage des dépôts glaciaires (till) et fluvioglaciaires (eskers) combiné à la cartographie des dépôts de surface dans la partie sud-est de la Province de Churchill (figure 1a). Ce projet poursuivait plusieurs objectifs, dont celui d'évaluer le potentiel minéral dans un secteur à forte couverture sédimentaire quaternaire. En effet, la cartographie du socle rocheux et l'exploration minérale demeurent des défis dans les régions ayant été affectées par ces grandes glaciations.

Ces travaux s'inscrivaient dans le cadre de la mission de Géologie Québec visant à acquérir de nouvelles données dans

les territoires accusant des déficits de connaissances géoscientifiques. Quatre feuillets cartographiques des dépôts de surface à l'échelle 1/250 000 (feuillets SNRC 24G, 24H, 24A et 24B) ont ainsi été produits (figure 1A et cartes hors texte). Pour optimiser les ressources humaines, logistiques et financières, ce projet fut mené en parallèle à une campagne de cartographie du socle rocheux (Lafrance *et al.*, 2018). Toutes les données analytiques et cartographiques recueillies ont été intégrées et diffusées dans le Système d'information géominière du Québec (SIGÉOM). Les différents aspects du projet ont fait l'objet de plusieurs publications au fil des années (Dubé-Loubert *et al.*, 2015, 2016a, 2016b, 2018 et 2021; Dubé-Loubert et Daubois, 2016a, 2016b et 2016c; Dubé-Loubert, 2017; Dubé-Loubert et Roy, 2017).

Un projet postdoctoral réalisé en collaboration avec la Chaire de recherche en métallogénie magmatique de l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC) a permis de caractériser la géochimie des éléments en traces des sulfures dans les concentrés de minéraux lourds (pyrite et chalcoppyrite) par LA-ICP-MS (*Laser Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*). Ce projet de recherche a permis de préciser la source de ces sulfures, mais également de mettre au point de nouveaux diagrammes de discrimination pour certaines espèces minérales (Duran *et al.*, 2019).

Structure du document

Ce rapport présente la synthèse des connaissances acquises sur la géologie du Quaternaire d'un important secteur des basses terres de la baie d'Ungava. Il est le résultat de l'intégration et de la compilation des données de terrain et d'autres éléments d'information provenant de la littérature scientifique, des rapports gouvernementaux et de différents projets de recherche universitaire.

Ce document comporte sept chapitres :

1. Introduction;
2. Contexte géologique et potentiel minéral régional;
3. Architecture et caractéristiques des unités morpho-sédimentaires des basses terres de la baie d'Ungava;
4. Dynamique, conditions basales et transport sédimentaire;
5. Contraintes géochronologiques et reconstruction du secteur LQ de l'Inlandsis laurentidien;
6. Prospection glaciocédimentaire, potentiel minéral et zones favorables.
7. Conclusion

Quatre (4) cartes des dépôts de surface à l'échelle 1/250 000 sont annexées à ce document. Les données brutes collectées dans le cadre de ce projet ainsi que les rapports publiés au fil des différentes campagnes de terrain sont disponibles dans la base de données ministérielle SIGÉOM : http://sigecom.mines.gouv.qc.ca/signet/classes/11102_indexAccueil?l=f

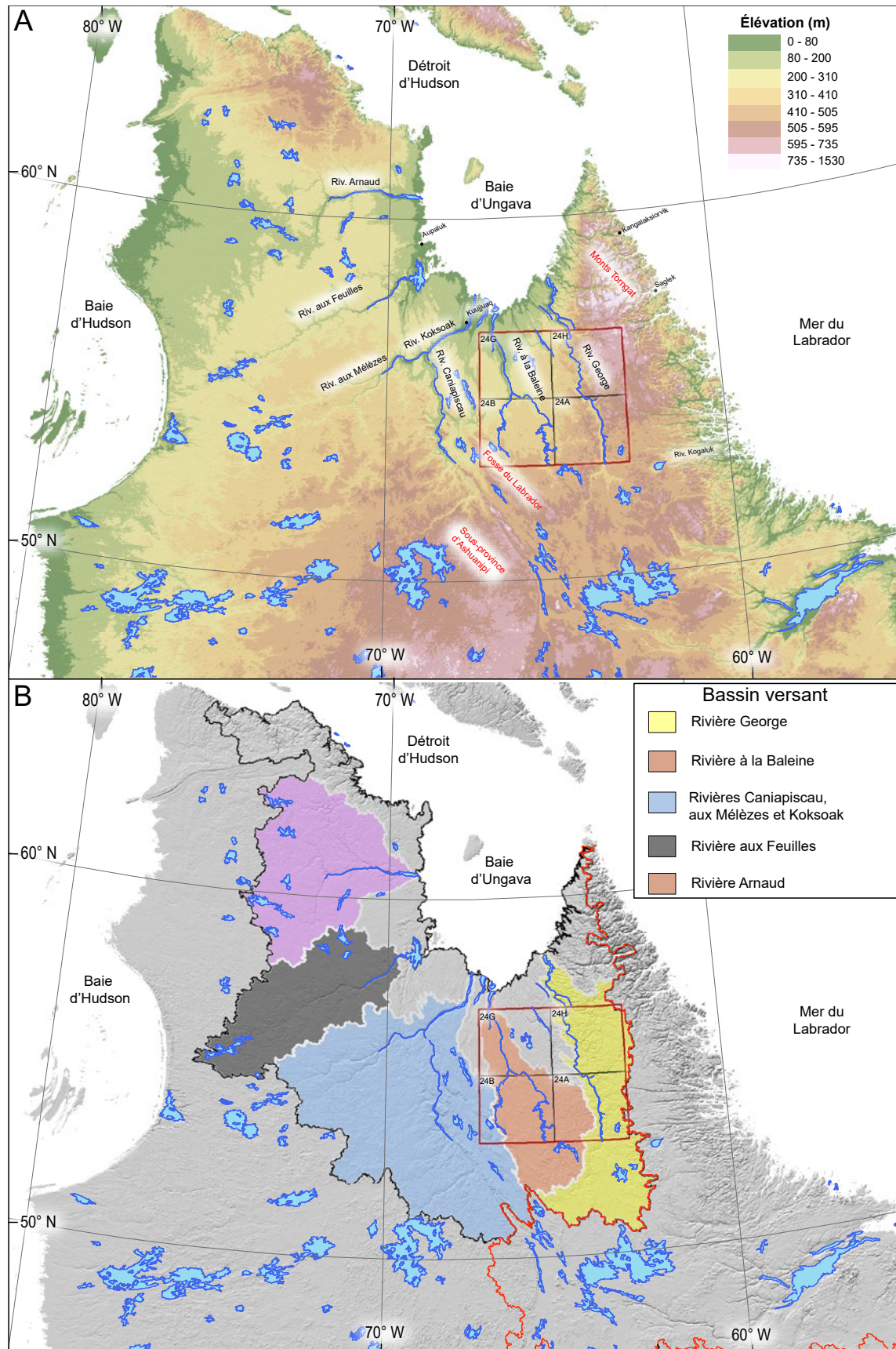


FIGURE 1.1 – A) Physiographie du nord de la péninsule du Labrador et des basses terres de la baie d'Ungava et principaux éléments géographiques du secteur à l'étude. B) Limites des principaux bassins versants des basses terres de la baie d'Ungava.

Région d'étude, hydrographie et cadre physiographique

La région à l'étude couvre un secteur à cheval sur les basses terres de la baie d'Ungava et le piémont des monts Torngat. Les basses terres de la baie d'Ungava correspondent à une large dépression inclinée vers le nord bordée par deux massifs topographiques : la Fosse du Labrador à l'ouest et les monts Torngat à l'est (figure 1A). Le relief de la Fosse du Labrador est marqué par des buttes et des collines étroites, subparallèles et orientées NNW et SSE. La transition topographique avec les basses terres de la baie d'Ungava, plus basses, se manifeste par un linéament associé à la présence d'une faille de chevauchement. À l'est, les basses terres s'adosent au massif des Torngat dont le point culminant est le mont d'Iberville (1652 m).

Les basses terres de la baie d'Ungava font partie de la région physiographique de Davis (Bostock, 2014) qui est divisée en trois sous-ensembles :

1. Basses terres de la rivière à la Baleine;
2. Plateau de la George;
3. Hautes terres du Labrador.

La région à l'étude est située dans les feuillets SNRC 24G, 24H, 24A et 24B et représente une superficie de près de 55 000 km². Elle est traversée par les rivières à la Baleine et George qui s'écoulent vers le nord et dont les bassins versants contigus définissent la limite sud du bassin versant de la baie d'Ungava (figure 1B). Ces rivières sont séparées l'une de l'autre par une zone d'interfluve correspondant à un grand plateau de faible élévation incliné vers l'ouest (Batholite de De Pas; voir la section « Contexte géologique »). La partie amont de la rivière à la Baleine est légèrement encaissée avec une élévation moyenne d'environ 500 m, tandis que dans sa partie aval, elle s'écoule dans une plaine argileuse d'une centaine de mètres d'altitude associée aux dépôts de la Mer d'Iberville. La rivière George est encaissée sur la plus grande partie de son cours jusqu'à la confluence avec la rivière De Pas. En amont de cette zone, la rivière George coule sur un plateau d'une élévation moyenne de 460 m avec des cimes atteignant 720 m.

Travaux antérieurs

Peu de travaux touchant la cartographie des dépôts de surface ont été réalisés dans le secteur des basses terres de la baie d'Ungava. Parmi les cartes existantes, mentionnons celles de Fulton (1995) à l'échelle 1/5 000 000 et de Klassen *et al.* (1992) à l'échelle 1/1 000 000 publiées par la Commission géologique du Canada (figure 2). Cette dernière, qui couvre un secteur chevauchant la frontière Québec-Labrador, a été produite en parallèle à un échantillonnage des dépôts de surface ainsi qu'à un inventaire exhaustif des marques d'érosion glaciaire (Klassen et Thompson, 1993). Paradis et Parent (2002a et 2002b) ont mené l'un des seuls autres

projets d'échantillonnage et de cartographie systématique dans ce secteur (figure 2). Réalisés en parallèle avec un projet de cartographie du socle rocheux (Verpaelt *et al.*, 2000), ces travaux ont abordé la genèse et l'architecture des dépôts de surface du bassin de la rivière Koroc (feuille 24I).

Entre 2014 et 2016, parallèlement à nos travaux, la Commission géologique du Canada a aussi exécuté des travaux de cartographie du Quaternaire dans le secteur. Ceux-ci ont couvert les feuillets 23I et 23P (Rice *et al.*, 2017a et 2017b; Paulen *et al.*, 2019a, 2019b et 2020; figure 2). Le Service des inventaires forestiers (SIF) du MRNF a réalisé la cartographie des dépôts de surface de l'ensemble du territoire au nord du 49° parallèle. Ces levés ont cependant été effectués avec très peu de contrôles de terrain et sont basés uniquement sur la photo-interprétation des images satellitaires de moyenne résolution (5 m au sol) de type « Rapideye » (MFFP, 2013).

Quelques campagnes de cartographie systématique (ou thématique) des formations superficielles ont également été entreprises dans les régions attenantes à la région d'étude (Henderson, 1959; Lee *et al.*, 1960; Hughes, 1964; figure 2). Notons particulièrement les travaux de Daigneault (2008), localisés à l'extrémité septentrionale de la péninsule d'Ungava, qui couvrent plusieurs feuillets à l'échelle 1/250 000 (figure 2). Lauriol (1982) et Gray et Lauriol (1985) ont travaillé à l'ouest de la région d'étude, dans le secteur de la péninsule d'Ungava, où ils ont notamment examiné la dynamique glaciaire en lien avec l'évolution de la Ligne de partage glaciaire de Payne ainsi que l'invasion de la Mer d'Iberville (figure 2). Plus récemment, des projets de cartographie des dépôts et des morphologies de surface ont été entrepris par Géologie Québec sur la côte de la baie d'Hudson, la rive ouest de la baie d'Ungava, ainsi que dans le secteur nord-ouest de la Province de Churchill (Dubé-Loubert, 2019; Dubé-Loubert *et al.*, 2019 et 2025; Hébert *et al.*, 2023; Lefebvre-Fortier *et al.*, 2024; figure 2). Finalement, des cartes de compilation des dépôts de surface et des principales morphologies ont été réalisées récemment à l'échelle du Québec (Brouard *et al.*, 2020 et 2023).

La majorité des autres travaux récents réalisés dans le secteur du centre de dispersion LQ ont mis l'accent sur l'étude des schémas d'écoulement glaciaire et sur la répartition des grands ensembles morphosédimentaires (Clark *et al.*, 2000; Storrar *et al.*, 2013) à partir de l'analyse des images satellitaires avec un contrôle de terrain minimal. Jansson (2005) a notamment réalisé une carte thématique dressant un inventaire des morphologies de surface d'une importante zone dans la partie centrale du secteur LQ (environ 180 000 km²) dont la portion nord chevauche la présente région d'étude (figure 2). D'autres travaux se sont intéressés à la reconnaissance et à la caractérisation de l'empreinte des courants de glace qui ont affecté le secteur LQ de l'Inlandsis laurentidien (McConnell et Batterson, 1987; Batterson, 1989; Jansson *et al.*, 2002; Winsborrow *et al.*, 2004; Margold *et al.*, 2015a, 2015b et 2018; Paulen *et al.*, 2017).

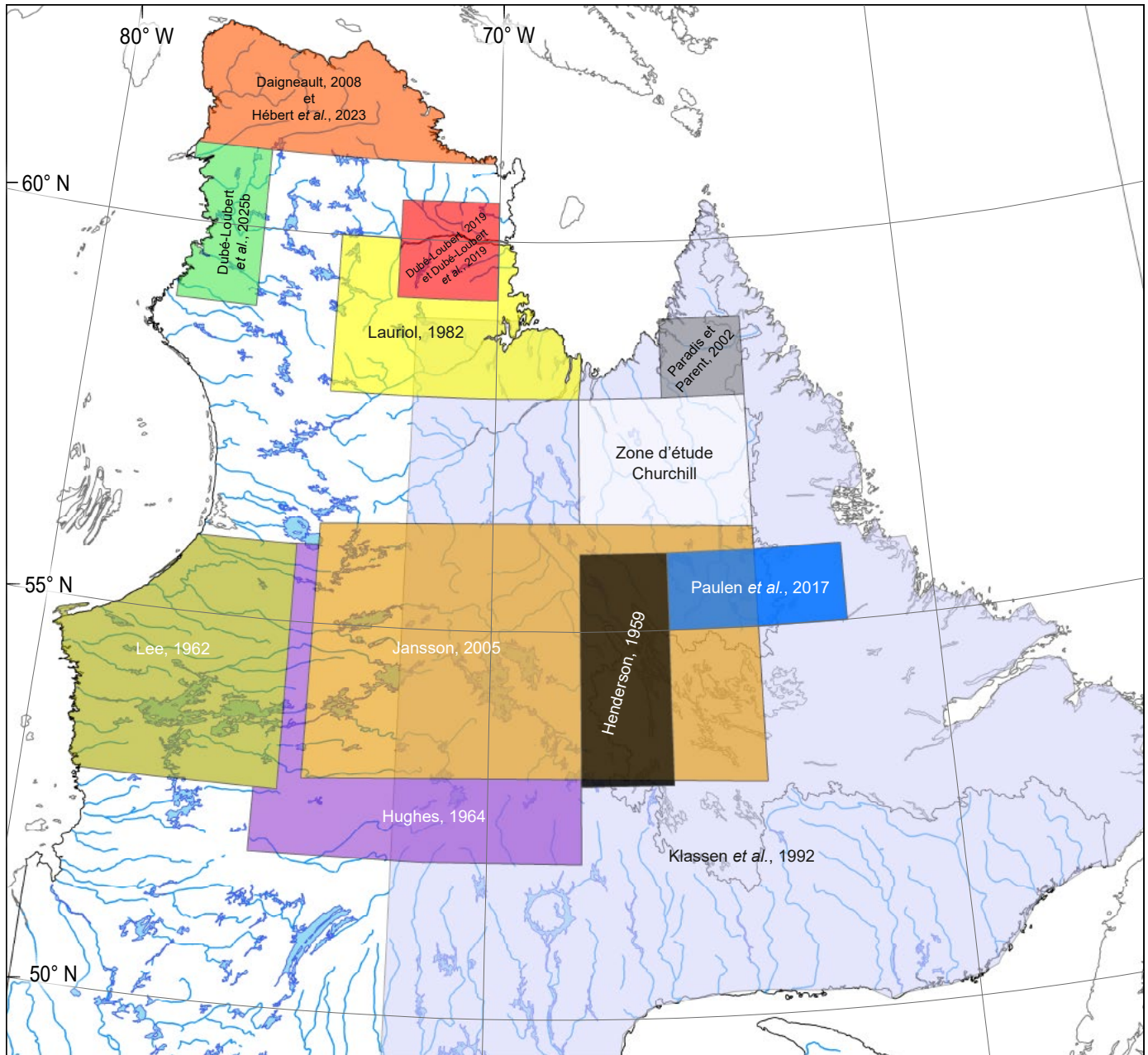


FIGURE 2 – Localisation des principaux travaux antérieurs et du présent projet.

Méthode de travail

Cartographie des dépôts de surface et description sédimentologique

Préalablement aux campagnes de terrain, une photo-interprétation du territoire a été effectuée afin d'établir une version préliminaire de l'architecture des dépôts de surface et de déterminer les zones favorables à la cueillette d'échantillons. Ces travaux ont été réalisés à partir d'une couverture fragmentaire de photographies aériennes (échelle 1/40 000) et d'une couverture complète d'images satellitaires Rapideye (résolution de 5 m au sol). La rareté des images de qualité a considérablement gêné la réalisation de ce projet.

Sur le terrain, des descriptions sédimentologiques (genèse, faciès primaire, secondaire et tertiaire, structures linéaires, etc.) et géomorphologiques ont été réalisées pour chacun des sites d'échantillonnage (till et esker) à l'aide de la géofiche du Quaternaire. Ces informations sont disponibles dans la base de données du SIGÉOM sous l'onglet « Géologie du Quaternaire » (<http://sigeom.mines.gouv.qc.ca>). De plus, des mesures d'élévation à l'aide d'un altimètre Suunto E203 (précision de ± 1 m) ont été effectuées sur plus de 300 formes glaciolacustres associées aux lacs glaciaires Naskaupi et McLean afin de préciser l'évolution de ces plans d'eau anciens. Une photo-interprétation finale a permis de corroborer les observations de terrain et de caractériser la nature et la genèse des dépôts de surface ainsi que des grands ensembles morphologiques.

Échantillonnage des sédiments glaciaires (till) et fluvioglaciaires (eskers)

Les dépôts de surface ont été échantillonnés à la pelle et à la tarière. Les échantillons de till ont été prélevés dans l'horizon C afin d'éviter le matériel affecté par les processus pédogénétiques superficiels et ainsi obtenir la signature géochimique du till non altéré qui, en théorie, reflète la nature du socle rocheux situé en amont glaciaire. Les échantillons non tamisés d'une masse visée de 10 kg ont été extraits à plus de 50 cm de profondeur en moyenne. Dans la plupart des cas, l'échantillon provenait du till de fond. À l'extrémité SE du feuillet 24G, dans un secteur marqué par de grandes étendues de terrain typique d'une décrépitude glaciaire, quelques échantillons de till de fusion et de till oxydé ont dû être récupérés en raison de l'absence de till de fond. De même, à l'extrémité NE de la zone d'étude caractérisée par de grands champs de blocs (felsenmeers), la matrice altérée a été échantillonnée sur quelques sites étant donné l'absence de till de fond *sensu stricto*.

Pour les eskers, 15 kg de sédiment tamisé à < 8 mm ont été récupérés pour profiter du tri hydraulique dans le tunnel sous-glaciaire. Au cours des quatre années de ce projet, plus de 1300 échantillons de till et d'eskers ont été prélevés et analysés.

Analyse des échantillons de sédiment glaciaire et fluvioglaciaire

Géochimie de la matrice du till

La fraction fine de la matrice du till (< 63 µm) a été analysée par *Activation Laboratories* afin de déterminer les concentrations en éléments majeurs, en traces et en terres rares. De 2012 à 2014, les éléments majeurs ont été analysés par spectrométrie d'émission optique (ICP-OES) à la suite d'une fusion au tétraborate/métaborate de lithium, les éléments en traces et de terres rares (ETR) par activation neutronique (AN, 30 g) et le cuivre par ICP-OES après une digestion totale à quatre acides (0,25 g). Durant la dernière année du projet (2015), les éléments majeurs et les ETR ont été dosés respectivement par ICP-OES et par spectrométrie de masse (ICP-MS) à la suite d'une fusion au tétraborate/métaborate de lithium. Les éléments en traces ont été mesurés par ICP-MS après une digestion à l'eau régale (30 g).

Les échantillons de 2012 à 2014 ont été réanalysés en 2022 en utilisant la même suite analytique qu'en 2015 afin d'uniformiser les données. Les résultats de géochimie de la fraction fine du till de ce projet sont disponibles dans le SIGÉOM sous l'onglet « Échantillons de sédiment » à l'adresse suivante : http://sigeom.mines.gouv.qc.ca/signet/classes/T1102_aLaCarte?!=F.

Concentrés de minéraux lourds

Les échantillons de till et d'eskers ont été traités afin de produire des concentrés de minéraux lourds. Après une préconcentration des minéraux lourds à l'aide d'une table à secousses, la fraction granulométrique comprise entre 250 µm et 1 mm a été récupérée par tamisage à sec, puis nettoyée à l'acide oxalique. Le matériel retenu a été ensuite soumis à des séparations séquentielles à l'aide de liqueur dense (polytungstate de lithium) pour obtenir un concentré de minéraux lourds d'une densité supérieure à 3,2. Celui-ci a ensuite été lavé, rincé, séché et pesé. Le concentré résultant a été traité au séparateur magnétique isodynamique de Frantz. La fraction non ferromagnétique a été examinée à l'aide d'un stéréomicroscope Leica M205C (grossissement jusqu'à 102x) afin d'en séparer les minéraux indicateurs pour différents contextes métallogéniques. Les phases minérales extraites ont été comptabilisées et entreposées. Comme stipulé dans les contrats, environ 20 g par échantillon ont été soumis à un examen visuel. Sauf exceptions, les fractions ferromagnétiques et de granulométrie plus fine (< 250 µm) n'ont pas été inspectées.

Les grains d'or de la fraction granulométrique de 50 µm à 1 mm ont été étudiés au MEB afin de caractériser leur morphologie. À partir d'une image à fort grossissement (1000x), la taille et la morphologie de chaque grain ont été qualifiées. La classification utilisée est modifiée de celle de DiLabio (1990) et comprend les catégories suivantes : grain intact, modifié ou remodelé.

Afin de connaître le détail des étapes de traitement, le lecteur peut se référer aux différents rapports produits par IOS Services Géoscientifiques annexés aux publications de Dubé-Loubert et Daubois (2016a, 2016b et 2016c) et de Dubé-Loubert (2017).

Chimie des minéraux indicateurs

Une partie des grains identifiés comme minéraux indicateurs pouvant présenter un potentiel métallifère ou diamantifère a fait l'objet d'une analyse semi-quantitative afin d'en préciser la chimie. Les grains sélectionnés ont été montés dans l'époxy avant d'être analysés au microscope électronique à balayage (MEB) par spectrométrie par dispersion d'énergie (EDS).

Parallèlement à ces travaux, un projet réalisé en collaboration avec l'UQAC (Duran *et al.*, 2017, 2018 et 2019) a permis de déterminer le contenu en éléments en traces de certains sulfures (pyrite et chalcopryrite) de ces concentrés par LA-ICP-MS. L'objectif de ces analyses était de discriminer les différentes populations de sulfures en fonction de leur contexte métallogénique.

Séquence des écoulements glaciaires et chronologie relative

De concert avec la cartographie des dépôts de surface, un inventaire des marques d'érosion glaciaire (stries, cannelures, broutures, etc.) a été mené afin de définir les mouvements glaciaires ayant ponctué l'histoire de la région d'étude. Les orientations des morphologies glaciaires macroscopiques ont été combinées à cet inventaire afin de bien caractériser les différents écoulements. Une analyse des relations de recoupement entre les différentes familles de marques d'érosion a aussi été réalisée afin d'établir une chronologie relative pour l'ensemble de la séquence. Dans certains cas, l'identification des âges relatifs a été déterminée en fonction du modelé glaciaire de l'affleurement, c'est-à-dire que les mouvements répertoriés sur les faces protégées ont été interprétés comme antérieurs au mouvement dominant indiqué par ce modelé.

Datation par isotope cosmogénique (^{10}Be)

Des âges d'exposition de surface ont été obtenus sur différentes formes glaciolacustres et glaciomarines afin de mieux définir l'histoire glaciaire de la région. Ainsi, 21 blocs enchâssés dans des plages du Lac glaciaire Naskaupi et dans une construction témoignant d'un épisode de vidange de ce plan d'eau ont été datés par l'isotope cosmogénique ^{10}Be . De plus, deux importants deltas glaciomarins mis en place dans la Mer d'Iberville ont aussi été datés.

L'échantillonnage a été réalisé à l'aide d'une scie à roche portative et a ainsi permis de prélever environ 1 kg des deux premiers centimètres de la surface rocheuse. Les blocs choisis ne montraient aucune évidence d'altération. La taille importante des blocs sélectionnés et leur enchâssement dans les constructions sédimentaires ont permis respectivement d'éviter les problèmes associés au couvert neigeux et à la

remobilisation post-déposition. Tous les sites d'échantillonnage étaient situés dans des zones relativement planes et libres d'obstacles (p. ex. des parois rocheuses) afin de minimiser les effets relatifs au *shielding* (Dubé-Loubert *et al.*, 2018).

La préparation des échantillons et la séparation du quartz ont été réalisées en partenariat avec le *Lamont-Doherty Earth Observatory* de la *Columbia University* selon le protocole établi par Schaefer *et al.* (2009). Les rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ont été mesurés au *Lawrence Livermore National Laboratory* (Californie, États-Unis). Les âges d'exposition ont été calculés à l'aide de la version 3 du calculateur en ligne CRONUS (<https://hess.ess.washington.edu>) en utilisant le taux de production (^{10}Be) défini pour le secteur de la baie de Baffin/Arctique (Young *et al.*, 2013). Les âges et leur incertitude sont rapportés selon les règles établies (Cuzzone *et al.*, 2016; Barth *et al.*, 2018), c'est-à-dire en comparant d'abord l'incertitude géologique à l'incertitude analytique moyenne de la population. L'incertitude géologique est définie comme l'écart type des âges pour chacune des constructions. L'incertitude analytique moyenne correspond à la moyenne des incertitudes analytiques AMS (*Atomic Mass Spectrometer*) des échantillons de chacune des constructions. Dans le cas où l'incertitude géologique est plus grande que l'incertitude analytique moyenne, l'âge de la construction est défini par la moyenne arithmétique de la population et l'erreur standard des âges (l'écart type des âges divisé par la racine carrée du nombre d'échantillons datés). Inversement, lorsque l'incertitude analytique moyenne est plus grande que l'incertitude géologique, l'âge de la construction est défini par la moyenne pondérée des âges de la population et la moyenne pondérée des incertitudes. Lorsque les âges ^{10}Be sont comparés à des âges obtenus par d'autres méthodes de datation, l'incertitude sur le taux de production est ajoutée en quadrature à l'incertitude.

CHAPITRE 2- CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET POTENTIEL MINÉRAL RÉGIONAL

Géologie du socle du Sud-Est de la Province de Churchill

La région à l'étude est située dans le Sud-Est de la Province du Churchill (SEPC; Lafrance *et al.*, 2018) formé de roches d'âge archéen à mésoprotérozoïque. Celui-ci est bordé par les cratons archéens du Supérieur et de Nain, respectivement à l'ouest et à l'est, et fait partie d'une vaste ceinture orogénique paléoprotérozoïque : l'Orogène transhudsonien (Hoffman, 1981). Le SEPC était autrefois subdivisé en trois ensembles géologiques : la Fosse du Labrador, la Zone Noyau et l'Orogène des Torngat (figure 3A). Des résultats récents découlant de travaux menés par Géologie Québec permettent plutôt de proposer une subdivision en six domaines lithotectoniques (figure 5A) aux caractéristiques lithologiques distinctes. D'ouest en est, le SEPC est composé de la Fosse du Labrador (Clark et Wares, 2004) et des domaines lithotectoniques de Rachel-Laporte (Lafrance et Vanier, 2021), de Baleine (Lafrance *et al.*, 2020), de George (Charrette *et al.*, 2018), de Mistinibi-Raude (Charrette *et al.*, 2019) et de Falcoz (Lafrance et Vanier, 2022).

L'Orogène du Nouveau-Québec représente la jonction entre les provinces du Supérieur et de Churchill et comprend deux ensembles lithotectoniques : la Fosse du Labrador à l'ouest et le Domaine du Rachel-Laporte à l'est. La Fosse du Labrador est formée de roches d'âge paléoprotérozoïque (2,17 à 1,87 Ga) représentant deux cycles volcano-sédimentaires surmontés d'un cycle de roches métasédimentaires de type molasse (Clark et Wares, 2004). Elle constitue une ceinture de chevauchement et de plissements localisée à la limite orientale de la Province du Supérieur (Houle et Perreault, 2007). Cette ceinture, orientée NNW-SSE, s'étend du Front du Grenville jusqu'à la baie d'Ungava sur une distance de plus de 850 km (Lafrance *et al.*, 2014). La séquence volcano-sédimentaire (sédiment de rift et de plate-forme, dolomie, chert, grès, basalte tholéiitique, rhyolite, gabbro, péridotite, etc.) a été déformée lors de l'Orogenèse du Nouveau-Québec (figure 3B). À l'est de la Fosse du Labrador, le Domaine lithotectonique de Rachel-Laporte (Lafrance *et al.*, 2018; Lafrance et Vanier, 2021) ou Zone de Rachel-Laporte (Wardle *et al.*, 2002; Simard *et al.*, 2013) forme une séquence de roches métamorphisées limitée à l'ouest et à l'est par des failles de chevauchement (Lafrance *et al.*, 2014). Ces roches ont été regroupées sous l'étiquette de Supersuite de Laporte. Le Rachel-Laporte regroupe toutes les unités supracrustales métamorphisées au Paléoprotérozoïque (roches mafiques et ultramafiques et roches sédimentaires métamorphisées), mais également des unités associées à des nappes de charriage en contact de faille avec les ensembles déjà mentionnés (figure 3B).

La Zone Noyau correspond à un craton archéen déformé et remanié au Paléoprotérozoïque (Lafrance *et al.*, 2014). Elle est bordée par les unités paléoprotérozoïques déformées de la Fosse du Labrador et du Domaine de Rachel-Laporte à

l'ouest, et par l'Orogène des Torngat à l'est (figure 3A). Elle définit un corridor orienté NNW-SSE de plus de 280 km de largeur (Lafrance *et al.*, 2014). Cette zone est interprétée comme un microcontinent archéen qui serait entré en collision avec le craton de la Province de Nain (1,95 à 1,87 Ga) durant l'Orogenèse des Torngat. Elle aurait par la suite subi les déformations (1,82 à 1,77 Ga) liées à l'Orogenèse du Nouveau-Québec (Lafrance *et al.*, 2014). Les travaux de synthèse géologiques récents de Géologie Québec ont permis de définir quatre domaines lithotectoniques à l'intérieur de cette zone (Baleine, George, Mistinibi-Raude et la partie ouest du Domaine de Falcoz), séparés les uns des autres par des corridors de cisaillement majeurs (Lafrance *et al.*, 2018).

Le Domaine lithotectonique de Baleine a été divisé en deux parties (nord et sud). La partie nord est constituée principalement de gneiss tonalitique, de migmatite et de granite d'anatexie (Lafrance *et al.*, 2020) (figure 3B). Elle est aussi caractérisée par la présence d'un complexe intrusif mafique à intermédiaire et par des séquences volcano-sédimentaires. La partie sud du Domaine de Baleine est formée d'une vaste unité de roches métasédimentaires migmatitisées, de roches intrusives potassiques archéennes, de gneiss, de migmatites, mais aussi de granite d'anatexie (Lafrance *et al.*, 2020). Le Domaine de George est dominé par les intrusions polyphasées associées à la Supersuite de De Pas (anciennement nommée Batholithe de De Pas) mises en place dans des unités gneissiques et une importante séquence volcano-sédimentaire (Complexe de Tunulic). Ce domaine est marqué par d'importantes zones de déformation mylonitiques et est interprété comme une zone de transition entre les orogènes du Nouveau-Québec et des Torngat (Lafrance *et al.*, 2018). Le Domaine de Mistinibi-Raude comprend une importante séquence de paragneiss et de diatexite ainsi que des unités gneissiques, métavolcaniques et métasédimentaires clastiques (figure 3B). Ce domaine est également caractérisé par de nombreuses intrusions felsiques à mafiques mises en place presque exclusivement entre le Néoarchéen et le Paléoprotérozoïque (2,3 à 2,5 Ga). Le Domaine de Falcoz forme la limite est du SEPC. Il est divisé en deux parties par une zone de cisaillement qui sépare des ensembles géologiques de faciès métamorphiques distincts. À l'ouest, les roches sont au faciès supérieur des amphibolites et à l'est, au faciès des granulites. La partie ouest est essentiellement formée de gneiss migmatitisés, d'intrusions potassiques et de roches volcano-sédimentaires injectées par des dykes et des filons-couches mafiques à ultramafiques (Lafrance et Vanier, 2022; figure 5B).

L'Orogène des Torngat témoigne de la collision entre la Zone Noyau et le craton archéen nord-atlantique (Province de Nain) qui a généré des conditions métamorphiques allant du faciès supérieur des amphibolites à celui des granulites. Cette suture est marquée par le Corridor de déformation d'Abloviak qui sépare les roches archéennes de celles de la Province de Churchill. Ce secteur est dominé par des gneiss granulitiques

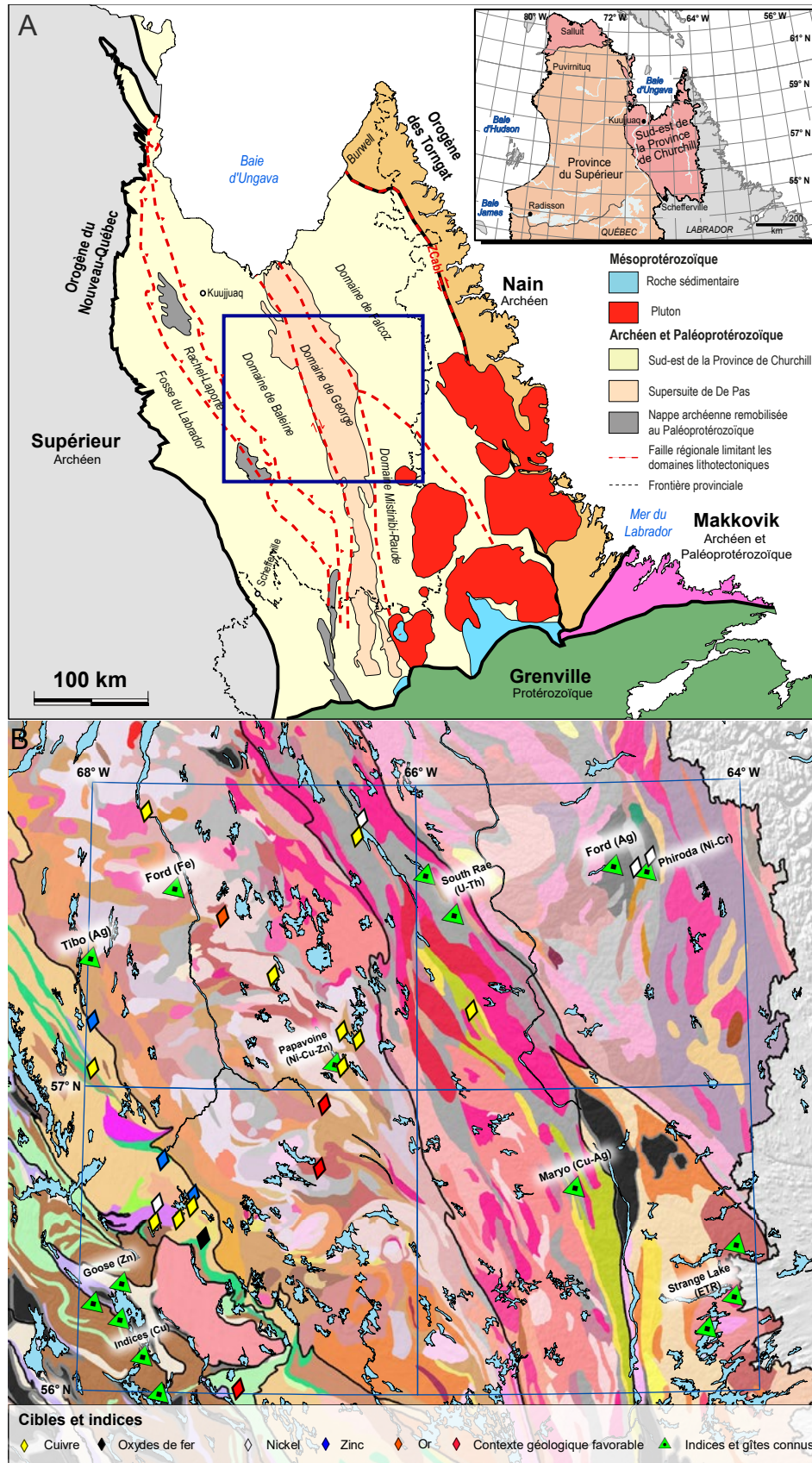


FIGURE 3 – A) Grands ensembles géologiques et domaines lithotectoniques du Sud-est de la Province de Churchill (modifiée de Lafrance *et al.*, 2018). ZCabl = Zone de cisaillement d'Abloviak. B) Carte géologique régionale de la région à l'étude et principaux indices connus. La légende des zones géologiques est présentée en annexe.

et des intrusions à hypersthène ou charnockitiques appartenant à la partie est du Domaine lithotectonique de Falcoz (Lafrance et Vanier, 2022). Ces unités sont recoupées par des dykes mafiques mésoprotérozoïques. Des dykes diamantifères ont par ailleurs été reconnus pour le secteur nord des monts Torngat (Digonnet *et al.*, 2000).

Potentiel minéral et répartition des indices et des gîtes connus

Bien que le sud de la Fosse du Labrador soit l'hôte d'importants gisements de fer dans la région de Schefferville, aucun projet minier avancé n'a encore vu le jour dans sa partie nord. Au cours des années 80, plusieurs campagnes de cartographie du socle (Wares et Goutier, 1989 et 1990) et des études métallogéniques (Fournier, 1981, 1983 et 1985) ont été réalisées dans la partie septentrionale de la Fosse du Labrador. Clark et Wares (2004) ont produit une synthèse lithotectonique et métallogénique du secteur et ont classifié les différentes minéralisations en fonction de leur mode de mise en place. À ce jour, peu de travaux géoscientifiques ont touché le Domaine de Rachel-Laporte et la Zone Noyau, mis à part les levés géologiques réalisés par Géologie Québec. Les roches de ces secteurs ont été portées à des faciès métamorphiques élevés, ce qui a oblitéré en grande partie les caractéristiques primaires des minéralisations. La présente section dresse un inventaire des principaux contextes métallogéniques d'intérêt pour lesquels les résultats analytiques de l'environnement secondaire ont souligné un certain potentiel.

Minéralisations de Ni-Cu-EGP

Le SEPC montre plusieurs zones d'intérêt pour des minéralisations de Ni-Cu-éléments du groupe du platine (EGP). La Suite de Soisson, dans le Domaine lithotectonique de Baleine, regroupe des intrusions kilométriques de troctolite et de gabbro à olivine dont l'âge de mise en place serait semblable à celui de l'intrusion de Voisey's Bay (Suite plutonique de Nain; Lafrance *et al.*, 2018 et 2020). Des travaux de terrain réalisés durant les années 2000 par WMC International (McKinnon-Matthews *et al.*, 2001) ont permis d'identifier plusieurs indices de ce type (Papavoine, Baleine, Marraliup, Bonne Une). Ces travaux comprenaient également des levés aéroportés magnétiques et électromagnétiques, de la géophysique au sol (gravimétrie, levés électromagnétiques de surface), des levés géochimiques de l'environnement secondaire (sédiments de ruisseau, sol et humus) et des forages au diamant. L'indice Papavoine s'étend sur 1,2 km et est encaissé dans un filon-couche de troctolite. Il présente des valeurs en Ni (jusqu'à 1,2 %) et en Cu (jusqu'à 0,5 %) associées à de la pyrrhotite, de la pentlandite et de la chalcopryrite.

Les minéralisations des zones Marraliup, Rivière Avenau, Pointe Qirnituaq et Bonne Une ont également été mises au jour lors des travaux d'exploration de WMC. Elles sont

caractérisées par la présence de pyrrhotite et de chalcopryrite disséminée dans des chapeaux de fer. Les zones minéralisées Bonne Une et Marraliup montrent respectivement des teneurs de 0,16 % et 0,14 % Ni et de 0,19 % Cu (McKinnon-Matthews *et al.*, 2001).

Les domaines de Mistinibi-Raude, de Falcoz et de George comprennent aussi plusieurs intrusions mafiques à ultramafiques favorables à ce type de minéralisation (Charrette *et al.*, 2018 et 2019; Lafrance et Vanier, 2022).

Minéralisations de Ni-Cr-EGP

À la limite NE de la Zone Noyau, à proximité du contact avec l'Orogène des Torngat, les travaux de cartographie de Géologie Québec (Lafrance *et al.*, 2014) ont mis en évidence une série de massifs péridotitiques assignés à la Suite de Nuvulialuk. Ces travaux ont permis d'identifier l'indice Phiroda (Pedreira Pérez, 2017) qui est associé à de fortes anomalies en Ni (9913 ppm), Cr (9620 ppm) et EGP (18,96 ppb). Les péridotites de la Suite de Klein, dans le Domaine lithotectonique de Rachel-Laporte, montrent aussi un potentiel pour ce type de minéralisation (Lafrance et Vanier, 2021).

Minéralisations de métaux rares associées à des intrusions hypercalcalines, des carbonatites, des granites hyperalumineux ou des pegmatites

Le Domaine de Mistinibi-Raude est connu pour ses nombreuses intrusions hypercalcalines hôtes de plusieurs indices et gîtes de terres rares (ETR, Nb, Ta, Be, Y, Zr; Misery Lake, Strange Lake/Lac Brisson). Le gîte de Strange Lake (Lac Brisson) fait partie d'un ensemble d'intrusions granitiques hypercalcalines mises en place le long du contact entre des unités gneissiques et monzonitiques de la Province du Churchill. La zone la plus riche (zone B) contient des ressources minérales indiquées de 278 Mt à 0,93 % oxydes de terres rares totaux (OTRT) et des ressources minérales inférées de 214 Mt à 0,85 % OTRT (Gowans *et al.*, 2017).

Le gîte d'Ashram, dans la partie nord de la Fosse du Labrador, est associé à une série d'intrusions de carbonatite (Beland et Williams-Jones, 2021). En simplifiant, ce gîte peut être divisé en trois parties en fonction de l'âge de mise en place : précoce, intermédiaire et tardive. La minéralisation économique en niobium-tantale (pyrochlore, colombite) et fluor est essentiellement associée à la partie intermédiaire. Les ressources indiquées totalisent 73,2 Mt à 1,89 % OTRT et 6,6 % CaF₂ avec des ressources présumées de 131,1 Mt à 1,91 % OTRT et 4,0 % CaF₂ (Cassoff *et al.*, 2024).

Les roches calcosilicatées et les gneiss carbonatés de la Suite de Préville se trouvent dans le prolongement du Complexe carbonatitique de Le Moyne (Lafrance et Vanier, 2021) et seraient aussi susceptibles d'héberger des minéralisations de ce type. Ces lithologies pourraient être corrélées au Complexe de Le Moyne qui comprend, entre autres, des intrusions de carbonatites (Lafrance et Vanier, 2021).

Minéralisations de type IOCG

Les gîtes polymétalliques à oxydes de fer-cuivre-or (IOCG) représentent des minéralisations généralement complexes et d'échelle régionale (Williams *et al.*, 2005; Corriveau *et al.*, 2023). Ils sont associés à une altération hydrothermale dont la nature et l'intensité sont contrôlées par un magma caractérisé par de fortes concentrations en oxydes de fer (magnétite et/ou hématite; Montreuil *et al.*, 2016). Dans la zone d'étude, les roches intermédiaires à felsiques d'affinité calco-alcaline de la Supersuite de De Pas ont été identifiées comme une cible de choix pour ce type de gîte (Lafrance *et al.*, 2015; Charrette *et al.*, 2018). Des affleurements bréchifiés montrant des évidences d'une altération potassique pourraient être associés à un tel système (Corriveau *et al.*, 2010; Lafrance *et al.*, 2015).

Minéralisations de type sulfures massifs volcanogènes (SMV)

Les ceintures volcano-sédimentaires sont reconnues pour leur potentiel pour les minéralisations de type sulfures massifs volcanogènes (SMV). Quelques entités de ce type ont été observées dans le SEPC (Complexe de Tunulic, Supersuite de Laporte, etc.). Bien que le potentiel de ces ceintures ou lambeaux de ceinture soit encore à démontrer, certaines de ces unités, telle la Supersuite de Laporte, sont considérées comme des cibles d'intérêt régional (Simard *et al.*, 2013) en raison de la présence d'amas sulfurés montrant des caractéristiques de minéralisations de type SMV (Lafrance *et al.*, 2016).

Minéralisations de type porphyre à Cu-Mo

Le Domaine de Baleine montre un potentiel pour des minéralisations de type porphyre à Cu-Mo associées à la mise en place des roches intrusives des suites de Champdoré et de Ralleau. Des zones minéralisées en pyrite, chalcopirite et pyrrotite y ont été cartographiées (Lafrance *et al.*, 2020) et seraient aussi associées à des anomalies de sédiments de fond de lac en Ag (Lamothe, 2009). Dans le Domaine de Falcoz, les roches supracrustales de la Suite de Lake Harbour sont l'hôte de plusieurs zones minéralisées qui peuvent indiquer un potentiel pour ce type de minéralisation (Lafrance *et al.*, 2020).

Minéralisations de Fe-Ti-V

La partie nord du Domaine de Baleine contient des séquences de métagabbro ferrière du Complexe de Kaslac mises en évidence par de très fortes anomalies magnétiques. Ce secteur serait favorable à des minéralisations de type Fe-Ti-V associées à des intrusions mafiques litées (Lafrance *et al.*, 2020). Dans le Domaine de Falcoz, des gabbros et des gabbro-norites contenant des oxydes de fer et de l'apatite démontrent aussi un potentiel pour ce type de minéralisation.

Des filons-couches de gabbro décamétriques du Domaine de Mistinibi-Raude (Complexe de Zeni) contenant des concentrations d'ilménite, de pyrite, de pyrrotite et des traces de chalcopirite affichent des concentrations élevées en plu-

sieurs éléments (p. ex. 38 % Fe₂O₃, 4,6 % TiO₂, 1645 ppm V et 428 ppm Cu). Finalement, quelques filons-couches de gabbro du Complexe de Tunulic, dans le Domaine de George, montrent des teneurs anormales en vanadium (1399 ppm V), en fer (20 % Fe) et en titane (1,4 % Ti).

Géologie du Quaternaire

Durant la majeure partie du Wisconsinien, la géométrie de l'Inlandsis laurentidien était contrôlée par trois centres de dispersion, soit ceux du LQ, de Keewatin et de Fox-Baffin (figure 4A). Bien que cette configuration fasse aujourd'hui consensus, plusieurs questions touchant la dynamique et l'évolution de ces centres à travers le temps demeurent sans réponse. Ces lacunes résultent de l'absence notable de données de terrain, de cartographie de détail et de contraintes chronologiques.

Les basses terres de l'Ungava ont enregistré aussi bien les événements liés aux avancées glaciaires que celles résultant de la déglaciation (figure 4B). Plus particulièrement, cette région permet l'étude :

- **au nord** : des dépôts et des morphologies associés à l'invasion marine de la Mer d'Iberville;
- **au sud** : des terrains localisés à proximité de la zone d'influence du Centre de Caniapiscau et près de la zone critique du *Horseshoe Intersection Zone* (HIZ);
- **à l'est** : des formes et dépôts glaciolacustres associés aux lacs glaciaires McLean et Naskaupi;
- **à l'ouest** : des ensembles morphosédimentaires glaciaires et fluvioglaciaires convergents vers la baie d'Ungava.

Ces thématiques seront abordées plus en détail dans les sections subséquentes de ce document.

Dynamique glaciaire et enregistrements morphosédimentaires du secteur LQ

Le secteur LQ de l'Inlandsis laurentidien expose un réseau complexe de lignes de partage glaciaire ceinturant la baie d'Ungava (figure 4B). En effet, les reconstructions paléogéographiques ont traditionnellement décrit ce système de lignes de partage comme un ensemble de trois entités principales regroupées sous le nom du « *Labrador Ancestor ice-divide* » (figure 4B; Dyke et Prest, 1987). Une première ligne de partage, centrée sur la péninsule d'Ungava (Centre de dispersion de Payne, identifié « i » sur la figure 4B), marque la limite entre les écoulements glaciaires opposés en direction de la baie d'Hudson et de la baie d'Ungava (Bouchard et Marcotte, 1986; Daigneault, 2008). Une autre branche est située au sud de la baie d'Ungava (Centre de dispersion de Caniapiscau, identifié « ii » sur la figure 4B) où elle forme le prolongement oriental de la ligne de partage de Caniapiscau. Cette ligne marque la séparation entre les écoulements vers le nord (baie d'Ungava) et ceux en direction sud (bassin du fleuve Saint-Laurent; Dyke et Prest, 1987). Une troisième branche longe les monts Torngat jusqu'aux environs de Schefferville (Centre

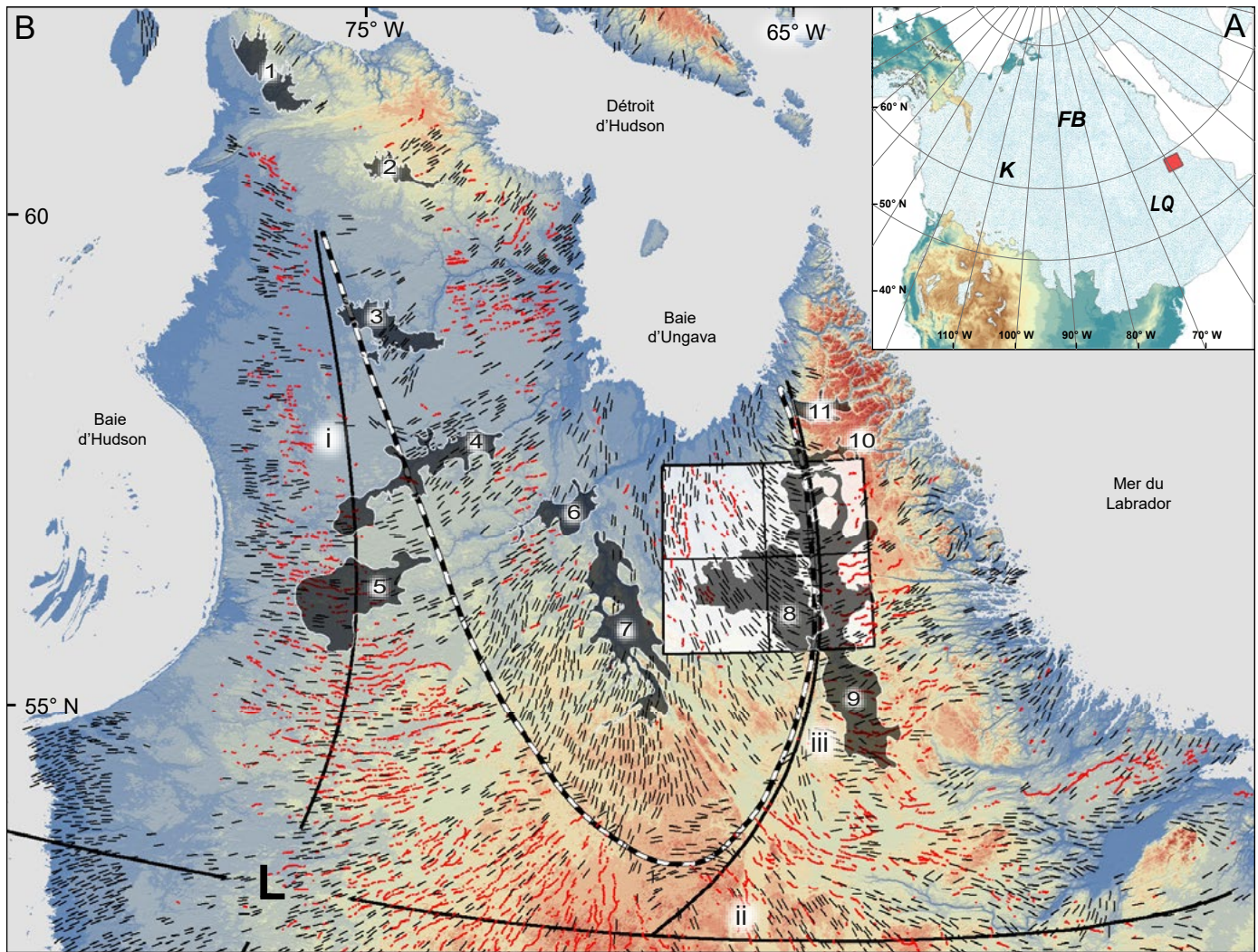


FIGURE 4 – A) Représentation de l’Inlandsis laurentidien lors du dernier maximum glaciaire (modifiée de Dyke, 2004) et localisation des centres de dispersion : FB (Fox-Baffin), K (Keewatin) et LQ (Labrador-Québec). Le rectangle rouge correspond aux limites du projet. B) Localisation de la zone d’étude et contexte quaternaire du Nord québécois. Les lignes noires représentent les formes fuselées (Prest *et al.*, 1968) et les lignes rouges les eskers (Storror *et al.*, 2013). Localisation des lignes de partage glaciaire du Secteur Labrador (Dyke et Prest, 1987) et position présumée du *Horseshoe Intersection Zone* (ligne en tiret; Clark *et al.*, 2000) : i) Ligne de partage de Payne; ii) Ligne de partage de Caniapiscaw; iii) Ligne de partage du Labrador. Localisation des lacs de barrage glaciaire de l’Ungava (Gray *et al.*, 1993) : 1) Lacs Cape Smith; 2) Lac Nantais; 3) Lac Payne; 4) Lac Minto; 5) Lac à l’Eau-Claire; 6) Lac aux Mélézes; 7) Lac Caniapiscaw; 8) Lac McLean; 9) Lac Naskaupi; 10) Lac Ford; 11) Lac Koroc. Modifiée de Dubé-Loubert (2019).

de dispersion du Labrador, identifié « iii » sur la figure 4B). Elle correspond à la limite entre les écoulements vers la mer du Labrador et ceux en direction de la baie d’Ungava (Wilson *et al.*, 1958; Prest *et al.*, 1970; Dyke et Prest, 1987; Dubé-Loubert *et al.*, 2021).

Cette configuration complexe se reflète dans les formes et dépôts quaternaires des basses terres de l’Ungava où les enregistrements soulignent deux ensembles morphosédimentaires de directions opposées. Un premier ensemble montre une disposition en éventail des formes fuselées (drumlins, *crag-and-tails*, drumlinoïdes, etc.) qui témoigne d’un écoulement glaciaire divergent orienté vers l’ouest, le sud et l’est à partir de la position présumée d’un centre de dispersion (figure 4B). Les eskers et les formes fuselées associées sont orientés de façon cohérente et suggèrent un retrait de la marge glaciaire vers la position présumée d’un centre de disper-

sion. Ce regroupement morphosédimentaire est tronqué par un second ensemble de formes qui convergent vers la baie d’Ungava. Les eskers de cet ensemble sont moins nombreux (Veillette *et al.*, 1999) et témoigneraient d’un retrait de la marge du nord vers le sud. La limite entre ces deux ensembles d’orientations opposées forme une zone courbe bien marquée communément désignée comme la *Horseshoe Intersection Zone* (HIZ) (Clark *et al.*, 2000; Dubé-Loubert *et al.*, 2021). L’étroitesse de cette discontinuité, de même que certaines relations de recoupement entre les deux ensembles, a conduit à des interprétations contrastées quant à la signification de cette singulière distribution.

Un premier modèle (figure 5A) associe ce recoupement de formes glaciaires au développement d’une ligne de partage glaciaire tardive dans le secteur de la HIZ au cours de la déglaciation (Prest *et al.*, 1970; Dyke et Prest, 1987; Dyke

et al., 2003). Ce modèle invoque une migration importante et rapide des principales lignes de partage vers le nord. Les eskers associés à l'ensemble convergeant vers la baie d'Ungava seraient d'âge tardiwisconsinien et témoigneraient du retrait symétrique de la marge jusqu'à la position présumée de la ligne de partage glaciaire.

Dans un autre modèle (figure 5B), la HIZ constituerait la limite entre des ensembles morphosédimentaires d'âges différents. Les formes convergentes vers la baie d'Ungava seraient ici interprétées comme des formes reliques préservées par des conditions de glace à base froide associées à la présence d'une masse de glace centrée sur la baie d'Ungava. L'âge des formes fuselées et des eskers ne serait donc pas tardiglaciaire et leur mise en place serait plutôt associée à un cycle glaciaire antérieur (Kleman *et al.*, 1994, Clark *et al.*, 2000, Jansson *et al.*, 2003; Jansson, 2003). Ce modèle s'appuie essentiellement sur l'incompatibilité apparente dans l'organisation spatiale des formes fuselées convergentes vers la baie d'Ungava et des chenaux d'eau de fonte surimposés et disposés à angle droit par rapport à celles-ci. Bien que ce modèle ne soit pas appuyé par des données de terrain, il permet d'expliquer à la fois l'existence des lacs glaciaires de l'ouest et du sud des basses terres de l'Ungava. La présence d'une masse de glace centrée sur la baie d'Ungava pendant la déglaciation, l'étendue des conditions de glace à base froide dans le secteur LQ et le rôle de cette masse dans le développement des lacs glaciaires sont cependant des éléments qui restent à préciser.

Des travaux menés dans le secteur du réservoir de Caniapiscaw ont mené à l'élaboration d'un troisième modèle qui pourrait expliquer l'arrangement spatial de ces ensembles morphologiques et l'étrécissement de la HIZ. Dans ce modèle, la partie amont de l'ensemble convergent vers la baie d'Ungava serait venue tronquer tardivement l'ensemble d'orientation WSW au cours de la déglaciation (figure 5C; Hughes, 1964). Des travaux plus récents dans le même secteur, basés en grande partie sur un inventaire détaillé des marques d'érosion glaciaire, sont venus appuyer ce modèle de capture (Veillette *et al.*, 1999). Selon ce modèle, la discordance en fer à cheval serait associée à la propagation vers le sud de la tête d'un grand courant de glace qui aurait débuté dans les basses terres de la baie d'Ungava. Cet épisode a été corrélé avec l'événement de crues de Gold Cove à 9,9 à 9,4 ka BP ^{14}C (11,4 à 10,9 ka; Stravers *et al.*, 1992; Kaufman *et al.*, 1993).

L'arrivée de l'imagerie satellitaire de haute résolution ainsi que la reconnaissance du rôle important des courants de glace dans le contrôle du bilan de masse des glaciers continentaux (Bamber *et al.*, 2000; Van den Broeke *et al.*, 2009) ont ouvert de nouvelles perspectives pour la compréhension de la dynamique de l'Inlandsis laurentidien. On y reconnaît désormais un nombre important de paléocourants de glace (Winsborrow *et al.*, 2004; Margold *et al.*, 2015b) associés à des épisodes majeurs d'effondrement ou de changements de configuration de l'inlandsis (Heinrich, 1988; Hemming, 2004). Bien que plus de huit différents courants de glace aient été initialement proposés (Clark *et al.*, 2000; Jansson *et al.*, 2003), les reconstructions récentes semblent plutôt indiquer

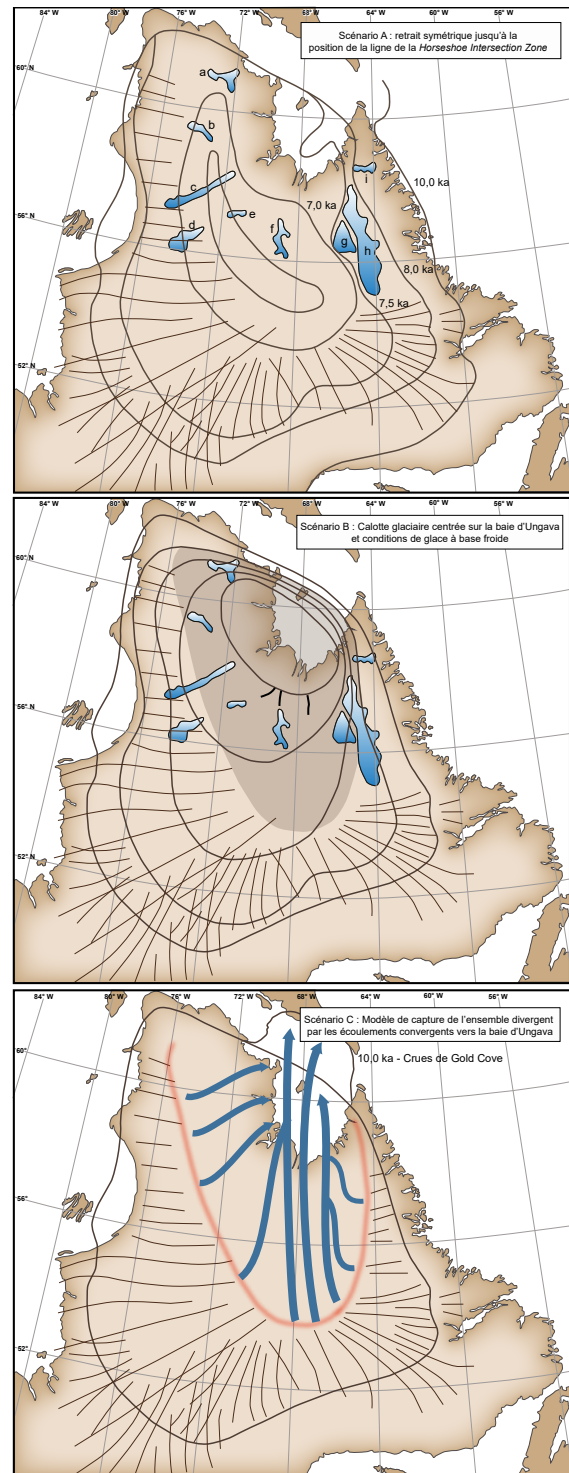


FIGURE 5 – Schéma des trois scénarios de déglaciation existants dans la littérature (modifiée de Clark *et al.*, 2000). Dans le scénario A, les formes au nord de la ligne de partage glaciaire tardiwisconsinienne indiquent que la HIZ représenterait la position tardive de la ligne de partage glaciaire du secteur Labrador-Québec de l'Inlandsis laurentidien (Dyke et Prest, 1987). Dans le scénario B, les formes au nord de la ligne de la HIZ représentent des reliques qui ont été préservées dans des conditions de glace à base froide. La HIZ séparerait donc des ensembles morphosédimentaires d'âges différents. Le scénario C fait appel à un modèle de capture de l'ensemble divergent par des écoulements glaciaires convergents vers la baie d'Ungava à une époque tardive durant la déglaciation (Hughes, 1964; Veillette *et al.*, 1999).

l'existence de seulement deux crues glaciaires regroupées sous l'appellation d'*Ungava Fan I and II* (Winsborrow *et al.*, 2004; Margold *et al.*, 2015a). D'après le cadre chronologique établi pour le retrait de la marge glaciaire (Dyke *et al.*, 2003), l'activité de ces courants de glace a été circonscrit à l'intervalle compris entre 11,5 et 10,1 ka cal BP (Margold *et al.*, 2018).

Séquence d'écoulements glaciaires répertoriés au Labrador et dans la partie NE du Québec

Henderson (1959) a étudié la dynamique glaciaire et les dépôts de surface de la partie centrale du Québec, au sud de la région d'étude (figure 2). Dans ce secteur, les directions d'écoulement répertoriées sont essentiellement vers le SE et le SSE. Une importante inversion de l'écoulement glaciaire a toutefois été reconnue dans le nord de la zone d'étude où les marques d'érosion indiquent des écoulements vers le nord et le NE. Les évidences de cette inversion vers le nord ne sont toutefois plus visibles au sud du 54° de latitude (Henderson, 1959). Hughes (1964) a réalisé la cartographie d'un important secteur à l'ouest des travaux d'Henderson (1959). En se basant sur la dispersion vers l'ouest d'erratiques en provenance de la Fosse du Labrador et sur les relations de recoupement des différentes marques d'érosion observées, il a défini une ligne de partage glaciaire correspondant grossièrement à l'emplacement de la Fosse du Labrador qui permettait d'expliquer les mouvements opposés vers l'ouest et le SW d'une part, et ceux vers le nord et le NE d'autre part. De plus, il a noté l'absence d'une zone de transition entre les linéaments d'orientation sud et ceux associés à l'écoulement convergent vers la baie d'Ungava et a proposé un modèle de capture afin d'expliquer l'étroitesse de cette zone. Le recoupement clair des stries de direction ouest et WSW par celles de direction nord observé immédiatement au nord de cette ligne de partage indiquerait hors de tout doute que le mouvement convergent vers la baie serait l'événement le plus récent ayant affecté le secteur.

Dans la région de Schefferville, Kirby (1961) a relevé essentiellement deux familles de marques d'érosion glaciaire, soit une famille plus ancienne de direction 40° à 47° (NE) et une seconde plus jeune à 330° (NNW). Des études menées dans la partie centrale du Labrador (Klassen et Thompson, 1993) ont mené à la reconnaissance d'une séquence d'écoulements dans laquelle les mouvements convergents vers la baie d'Ungava ont aussi été associés à une période tardive de la déglaciation. Basée sur un inventaire exhaustif des marques d'érosion glaciaire et des orientations des morphologies de surface, la séquence ainsi définie est relativement complexe avec plus de cinq mouvements distincts. Un premier mouvement (EI) vers le NE, souligné par des stries et des traînées de dispersion de blocs erratiques, serait d'âge préwisconsinien ou wisconsinien précoce. Cet écoulement serait associé à la présence d'une ligne de partage localisée au SW des chutes Churchill dont la migration subséquente vers le nord aurait été à l'origine des mouvements suivants. Les évidences de cet écoulement n'ont pu être reconnues dans la partie occidentale du Labrador

ou le secteur adjacent du Québec. Le mouvement subséquent (EII), d'extension régionale et sensiblement de même orientation, regroupe des indicateurs d'écoulement décrivant des mouvements opposés vers le SW et l'ENE. Ce mouvement serait associé à la présence d'une ligne de partage glaciaire le long de la suture entre la Fosse du Labrador et le haut topographique caractérisant la Sous-province d'Ashuanipi. Cette ligne de partage pourrait être la poursuite vers le sud de la Ligne de partage de Payne définie dans la péninsule d'Ungava (Bouchard et Marcotte, 1986; Daigneault, 2008).

Les évidences de ce deuxième mouvement sont recoupées par les marques d'un autre événement dont les composantes directionnelles étaient initialement dirigées vers l'ENE depuis les hautes terres de l'Ashuanipi (EIIIA). Cet écoulement aurait par la suite subi une réorientation vers le NW (EIIIB), un phénomène particulièrement bien marqué dans la partie amont du bassin de la rivière George (Klassen et Thompson, 1993). Cette dernière composante a été corrélée avec les mouvements convergents vers la baie d'Ungava dont la mise en place a été associée au vêlage intense à l'embouchure du détroit d'Hudson après le maximum glaciaire (Klassen et Thompson, 1993). Un dernier mouvement (EIV) se caractérise par un écoulement vers l'est et l'ESE prenant son origine dans la partie sud de la Sous-province d'Ashuanipi. Son expression sur le terrain se traduit par des stries et des formes fuselées bien développées (Klassen et Thompson, 1993). Il n'est cependant pas reconnu dans la région d'étude.

Des travaux récents (Rice *et al.*, 2019), menés au SE de la région d'étude, ont décrit une séquence d'écoulement similaire à celle de Klassen et Thompson (1993), avec un premier mouvement vers le NE (*Flow 1*) suivi par un écoulement de direction NW (*Flow 2*) associé à la mise en place de formes glaciaires orientées. Le mouvement vers le NE est interprété comme d'âge wisconsinien en raison de sa répartition régionale et des analyses combinées d'isotopes cosmogéniques (^{26}Al et ^{10}Be), alors que le mouvement vers le NW est corrélé avec le début des mouvements convergents vers la baie d'Ungava.

Séquence d'écoulements glaciaires reconnus antérieurement dans les bassins des rivières George et à la Baleine

Dans la partie sud du bassin de la rivière George, Matthew (1961b) a noté la présence de drumlinoïdes orientés E-W à proximité de la confluence des rivières De Pas et George. La présence de *crag-and-tails* bien développés dans ce groupement a permis de déduire que la glace s'écoulait vers l'est (Matthew, 1961b). Les différences d'orientation entre ces formes et les eskers du même secteur semblent indiquer que cet écoulement vers l'est ne représenterait pas le dernier mouvement ayant affecté la région (Matthew, 1961b). Un autre groupe de formes orientées plutôt vers le NE pourrait marquer une discontinuité avec le groupe précédent. En raison du faible degré de préservation de ces formes, elles ont été

interprétées comme le résultat d'un événement antérieur à la mise en place des formes E-W (Hare, 1955; Matthew, 1961b).

Dans la région du lac de la Hutte Sauvage, Ives (1960) a noté la présence de drumlinoïdes de direction ENE depuis la vallée de la rivière George jusqu'à la région des Torngat. Ces formes fuselées sont particulièrement bien développées dans le secteur du lac Brisson et sont circonscrites à un corridor de près de 70 km de longueur par 40 km de largeur désigné plus tard comme le Courant de glace de Kogaluk (Margold *et al.*, 2015a, Paulen *et al.*, 2017).

Dans la partie centrale du bassin de la rivière George, dans le secteur de la colline Wedge, les morphologies de surface (*crag-and-tails*, drumlinoïdes, etc.) montrent clairement une direction d'écoulement vers l'ouest (Ives, 1960; Matthew, 1961b; Allard *et al.*, 1989). Les travaux de cartographie plus récents réalisés près de l'embouchure de la rivière George (Allard *et al.*, 1989), les mesures de stries et l'orientation des formes profilées indiquent que le dernier écoulement glaciaire dans ce secteur provenait du SE, nourri par des glaces en provenance des monts Torngat. Des mouvements anciens d'orientation 280° ont aussi été relevés sur des affleurements polis à la base d'une coupe stratigraphique.

Très peu de travaux ont touché la région de la rivière à la Baleine. À la suite de ses travaux de reconnaissance entre le secteur de Fort Chimo (Kuujuaq) et la baie d'Ungava, Henderson (1959) rapporte uniquement des indicateurs de mouvement vers le nord et quelques-uns vers le NE.

Déglaciation, lacs glaciaires et invasion marine

Au cours de la déglaciation du secteur LQ, le retrait de la marge glaciaire a causé le blocage momentané du drainage de la plupart des grandes rivières se jetant dans la baie d'Ungava, menant à la formation de lacs glaciaires dans les vallées (figure 4B). L'existence de ces plans d'eau est démontrée par de nombreuses formes (lignes de rivage, deltas, zones de till lessivé, etc.) répertoriées lors des diverses études menées dans la région (Ives, 1959 et 1960; Matthew, 1961a; Barnett et Peterson, 1964; Barnett, 1967; Lauriol et Gray, 1983; Dubé-Loubert et Roy, 2017).

La présence de ces lacs nécessite impérativement l'existence d'une masse de glace au nord afin de permettre l'accumulation de l'eau de fonte. Ces étendues d'eau glaciolacustres auraient connu une histoire complexe à la suite de la libération successive d'exutoires lors du recul de la marge glaciaire. L'évolution de ces plans d'eau – notamment leur configuration, leur extension, le nombre de phases et leur durée – est intrinsèquement liée à celle du retrait de la marge, elle-même dépendante d'une multitude de paramètres dont les variations des conditions thermiques à la semelle du glacier. L'étude de la paléogéographie de ces lacs et de leur évolution amène donc une multitude d'informations touchant la position de la marge glaciaire à travers le temps et la dynamique glaciaire du secteur durant les phases tardives de la déglaciation.

Dans la zone d'étude, deux plans d'eau importants ont coexisté dans les vallées des rivières George et à la Baleine,

soit respectivement les lacs glaciaires Naskaupi (Ives, 1959 et 1960; Matthew, 1961a et 1961b) et McLean (Barnett, 1963 et 1967; Barnett et Peterson, 1964). Ces lacs de barrage ont pu se former lorsque la marge glaciaire, retraçant de l'est vers l'ouest, a traversé le bassin versant de la baie d'Ungava. L'eau de fonte a ainsi été coincée entre la marge glaciaire résiduelle, à l'ouest et au NW, et le haut topographique marquant la ligne de partage des eaux entre la baie d'Ungava et la mer du Labrador.

Dans le secteur du lac de la Hutte Sauvage, les travaux pionniers d'Ives (1959 et 1960) ont permis d'identifier trois niveaux ou phases de développement principaux (N1, N2 et N3) pour le Lac Naskaupi. De ces phases, la N2 est la plus importante et est considérée comme la plus persistante en raison de la qualité de développement des lignes de rivage qui lui sont associées. Des travaux dans le même secteur (Barnett et Peterson, 1964) ont reconnu deux phases supplémentaires (N4 et N5) et ont mis en évidence l'existence d'un autre plan d'eau dans le bassin contigu de la rivière à la Baleine : le Lac McLean. Cinq niveaux ou phases de développement ont également été identifiés pour le Lac McLean et des évidences de connexion avec le Lac Naskaupi ont été mises en lumière durant les phases initiales (tableau 1; Barnett, 1963 et 1967). En aval du bassin de la rivière George, dans la région des Pyramides (environ 150 km au nord du lac de la Hutte Sauvage), Matthew (1961a et 1961b) a répertorié cinq niveaux dont les trois supérieurs pourraient être associés aux niveaux N1 à N3 d'Ives (1959). Les lignes de rivage de ces deux secteurs ont donc été corrélées, mettant en évidence l'existence d'un même et unique plan d'eau qui aurait occupé une importante partie de la vallée de la rivière George et de ses tributaires.

À la suite de la rupture du barrage de glace et de la vidange des lacs proglaciaires, les eaux marines de la baie d'Ungava ont envahi la dépression isostatique laissée par la disparition de la glace. La Mer d'Iberville a ainsi ennoyé les bas topographiques ainsi que les vallées de la plupart des rivières se jetant dans la baie d'Ungava, menant à la formation de dépôts silto-argileux massifs (Vincent et Prest, 1987). Les constructions littorales (deltas, terrasses, plages soulevées, limites de délavage, etc.) associées marquent localement la limite maximale atteinte par la mer. Lauriol (1982) a évalué à 148 m l'élévation maximale atteinte par la Mer d'Iberville dans la région d'Aupaluk, sur la rive ouest de la baie d'Ungava. Dans la partie centrale des basses terres de la baie d'Ungava, à la confluence des rivières aux Mélézes et Caniapiscou, elle aurait atteint une élévation plus importante, soit près de 195 m (Gray et Lauriol, 1985). Près de Kuujuaq, dans la partie aval du bassin de la rivière Koksoak, cette limite s'élevait à 185 m. À l'est de la baie d'Ungava, le long de l'estuaire de la rivière George, Allard *et al.*, (1989) ont déterminé que la limite marine aurait atteint une élévation maximale d'environ 100 m. Encore plus à l'est, de l'embouchure des rivières Barnoin et Koroc, celle-ci passe de 95 m à 87 m.

Le relèvement isostatique a causé le retrait graduel de la Mer d'Iberville et l'exondation des territoires préalablement inondés. Quelques zones couvertes par des dépôts littoraux

sableux ont été éolinisées, formant des essaims de dunes éparses. Des zones mal drainées, généralement sises sur des dépôts glaciaires ou des sédiments glaciomarins fins, ont vu le développement de complexes tourbeux. Finalement, des palses minérales et organiques se sont mises en place par endroits, généralement sur un substrat d'argiles glaciomarines (Gangloff et Pissart, 1983; Pissart et Gangloff, 1984).

Cadre chronologique des basses terres de la baie d'Ungava au Pléistocène

L'une des difficultés associées à la reconstitution de l'évolution de l'Inlandsis laurentidien et des phases de déglaciation subséquentes demeure l'acquisition des données géochronologiques absolues. Parmi les âges fréquemment cités dans les reconstitutions paléogéographiques, mentionnons ceux de Short et Nichols (1977) et de Short (1981) obtenus à partir de sédiments organiques en vrac échantillonnés en forage dans un lac de la région de la rivière Kogaluk. Leurs résultats de $8,610 \pm 0,925$ ka BP ($9,63 \pm 1,04$ ka cal BP)¹ et de $6,815 \pm 0,125$ ka BP ($7,68 \pm 0,11$ ka cal BP)¹ sont généralement interprétés comme l'âge minimal du Lac Naskaupi et permettent de fixer dans le temps le retrait de la marge orientale de la calotte (Dyke et Prest, 1987). Toutefois, les âges obtenus sur ce genre de matériel sont généralement associés

à des problèmes de contamination et la grande marge d'erreur pour le plus ancien de ces deux échantillons semble souligner ce problème (Clark et Fitzhugh, 1992).

Sur la côte du Labrador, quelques âges réalisés à partir d'isotopes cosmogéniques (¹⁰Be) ont été obtenus sur des blocs erratiques provenant du Complexe morainique de Saglek, situé le long de la côte de la mer du Labrador (fjords de Saglek et de Kangalaksiorvik; Clark *et al.*, 2003; Marquette *et al.*, 2004). Les âges de $16,145 \pm 1,4$ ka² et de $16,160 \pm 1,2$ ka² marquent la position de la marge au cours de la déglaciation et d'une pause dans le retrait glaciaire du secteur oriental de la calotte laurentidienne (Clark *et al.*, 2003).

Les contraintes chronologiques sur l'invasion marine indiquent des âges ¹⁴C minimaux pour les événements ayant marqué le secteur LQ. Dans la région de la rivière Arnaud, la datation de coquilles marines a donné un âge de $6,99 \pm 0,15$ ka BP ($7,35 \pm 0,17$ ka cal BP)¹ (Allard *et al.*, 1989). À proximité de Kuujuaq, Gangloff et Pissart (1983) ont obtenu un âge de $6,72 \pm 0,10$ ka BP ($7,09 \pm 0,16$ ka cal BP)¹ sur un échantillon composé d'un mélange de fragments de coquilles. Allard *et al.*, (1989) ont obtenu un âge de $7,38 \pm 0,09$ ka BP ($7,70 \pm 0,12$ ka cal BP)¹ sur une coquille provenant de l'estuaire de la rivière George. Étant donnée sa position stratigraphique, cet âge témoignerait du tout début de la transgression marine.

¹ Entre parenthèses : âges calendaires générés à l'aide de l'outil CALIB version 7.1 (Stuiver *et al.*, 2018) et un ΔR de 145 ± 95 années (Coulthard *et al.*, 2010).

² Entre parenthèses : âges recalculés avec le taux de production de Young *et al.* (2013).

CHAPITRE 3 - ARCHITECTURE ET CARACTÉRISTIQUES DES UNITÉS MORPHOSÉDIMENTAIRES DES BASSES TERRES DE LA BAIE D'UNGAVA

Description et caractéristiques des unités morphosédimentaires cartographiées

Stratigraphie et sédiments préwisconsinien

La couverture sédimentaire régionale est généralement assez mince, ce qui se traduit par un faible potentiel de préservation du matériel ancien. En effet, la topographie relativement peu accentuée des basses terres de la baie d'Ungava n'offre que très peu de zones abritées qui auraient permis de protéger des sédiments préexistants. La séquence stratigraphique observée est donc généralement limitée aux sédiments de la dernière glaciation. Néanmoins, certains secteurs exposent des unités plus anciennes préservées sous le till de surface. Dans le secteur de la rivière à la Baleine, ces unités ont été reconnues dans deux coupes stratigraphiques.

La coupe de la rivière à la Baleine (figures 6A et 7A) fait environ 15 m d'épaisseur. Elle est composée au sommet d'une séquence diamictique à matrice de sable fin à moyen (~3 m), peu compacte et riche en clastes, associée au till de surface régional. Le contact inférieur de cette séquence est marqué par un pavé de blocs décimétriques à métriques. L'unité sous-jacente est une séquence fluvioglaciaire formée de blocs jointifs dans une matrice sableuse (~4 m). Cette unité est confinée à un chenal dont l'orientation générale est 30°-210°. Les figures sédimentaires, reconnues dans un niveau de sable moyen, ont donné des directions de paléocourants vers le NNE (de 15° à 25°). L'unité fluvioglaciaire repose sur un till compact de couleur noire à matrice silto-sableuse d'environ 6 à 7 m d'épaisseur. Le contact entre ces deux unités est érosif. La base de la coupe est masquée par des éboulis et par les alluvions récentes de la rivière à la Baleine.

La coupe de la rivière Chaumaux (figures 6B et 7B) est d'une épaisseur d'environ 15 m. Au sommet, on observe un diamicton sablo-silteux beige contenant des clastes décimétriques anguleux et striés. À environ 5 m plus bas, l'unité glaciaire passe progressivement à un diamicton à matrice silteuse dont les clastes sont pour la plupart striés et en forme d'ogive. La transition entre ces deux unités est marquée par quelques niveaux sableux finement lités et une passée diamictique. La base de la coupe est masquée par du remaniement. Des études de la fabrique du till ont été réalisées pour ces deux coupes afin de caractériser la provenance glaciaire des différentes unités; les résultats seront discutés à la section « Séquence des écoulements glaciaires et chronologie relative ».

Une séquence de rythmites déformées est exposée dans une coupe le long de la rivière à la Baleine (figures 7C et 7D). Cette unité montre une alternance de niveaux diamictiques et de rythmites silto-sableuses plissées préservée sous près de 30 m de sédiment glaciaire. L'alternance entre le diamicton

et la rythmite glaciolacustre semble indiquer une mise en place dans un bassin glaciolacustre qui a précédé le retour à des conditions glaciaires. Le plissement pourrait être attribué à une déformation glaciotectonique associée aux avancées glaciaires wisconsinien, c'est-à-dire des plis formés en raison du poids exercé par le glacier. Cette unité pourrait être l'équivalent du membre glaciolacustre de la Formation de Missinaibi du bassin de la baie James qui est associée à une période interglaciaire (Skinner, 1973; Allard *et al.*, 2012; Dubé-Loubert *et al.*, 2013). Des échantillons de l'unité de rythmites déformées de la rivière à la Baleine ont été analysés afin d'en caractériser le contenu pollinique et/ou d'en extraire de la matière organique à des fins de datation. Ces investigations n'ont malheureusement pas donné de résultats concluants. Low (1896) a également décrit des argiles rythmées et déformées à la jonction entre les rivières aux Mèlèzes et Caniapiscou.

Sédiments quaternaires anciens et zones de felsenmeer

L'extrémité NE de la région d'étude est caractérisée par d'importantes zones de felsenmeer d'une superficie de plusieurs kilomètres carrés dont l'extension correspond *grossomodo* aux hauts plateaux topographiques situés à l'est de la rivière George. Des felsenmeers ont également été identifiés à proximité de la rivière George où ils sont généralement restreints à des îlots de petite dimension. Ils sont formés essentiellement de blocs décimétriques et métriques jointifs, le plus souvent monogéniques et anguleux, qui recouvrent des affleurements rocheux épars plus ou moins gélifracés. Des sols structurés sont présents çà et là dans ces zones où ils forment localement des motifs en cercle de pierre, des sols striés dans les pentes légères ou des ostioles. Des dépressions thermokarstiques sont aussi visibles à la surface de la plupart de ces zones.

Les zones de felsenmeer ont été divisées en deux catégories en fonction de certaines caractéristiques sédimentologiques. Celles situées au NE de la région sont caractérisées par une matrice fortement altérée, alors que la matrice des felsenmeers localisés à proximité de la rivière George ne l'est que légèrement. Les felsenmeers à matrice altérée se sont probablement formés lors d'une glaciation préwisconsinienne et auraient subsisté en raison de conditions basales non érosives (à base froide) de la masse glaciaire. Ils ont donc été cartographiés comme sédiment quaternaire ancien (Qa dans la légende des cartes), alors que les champs de blocs sans altération matricielle ont plutôt été identifiés comme felsenmeer au sens strict (Qf). On décèle par endroits d'anciens polis glaciaires sur les quelques affleurements présents, mais ceux-ci ont généralement été complètement oblitérés par l'effet de la gélifraction, notamment dans les zones de Qa.

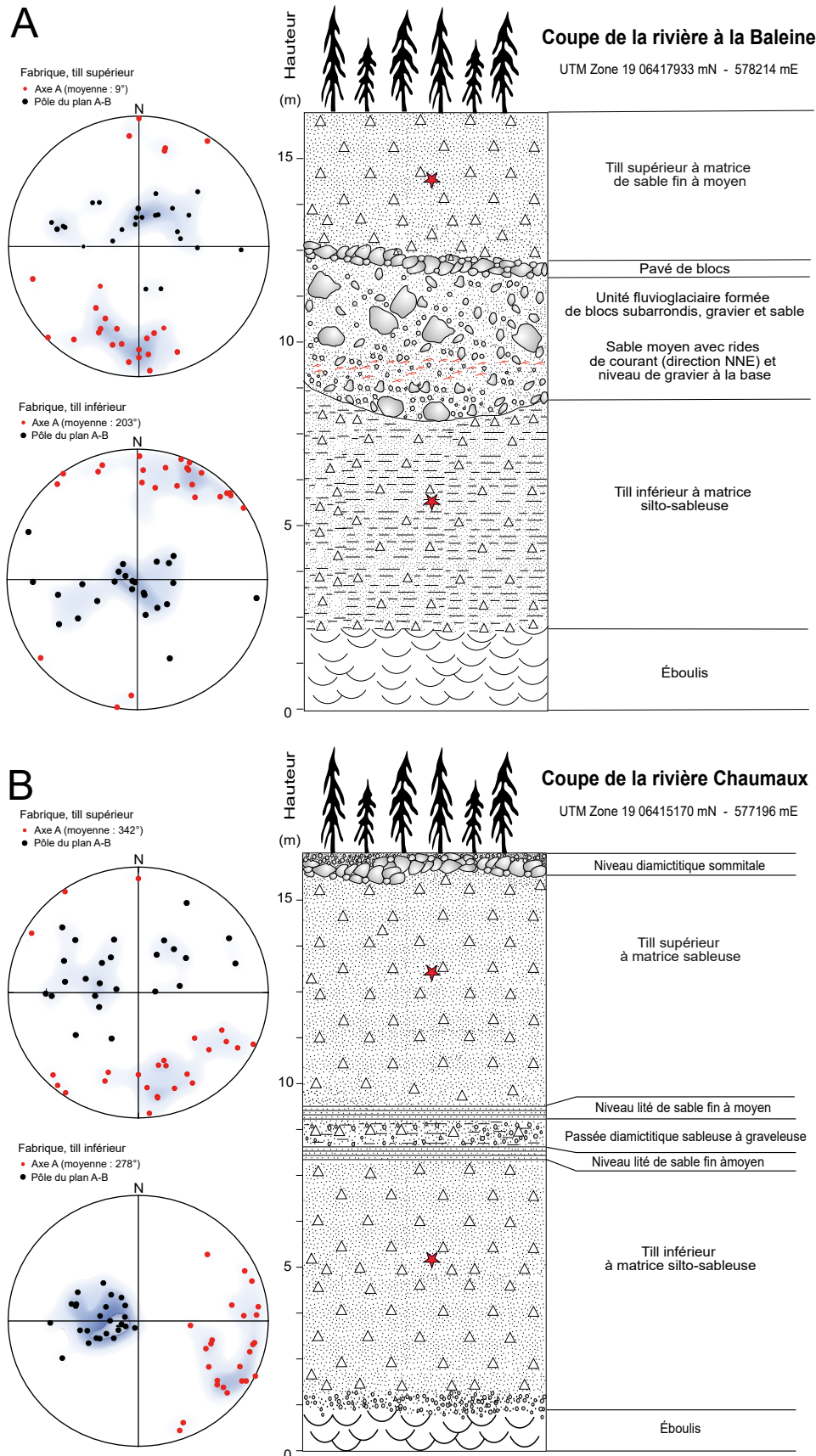


FIGURE 6 – A et B) Coupes stratigraphiques et mesures de la fabrique des tills effectuées dans la vallée de la rivière à la Baleine. Les étoiles rouges marquent la localisation où ont été réalisées les mesures de la fabrique de tills.

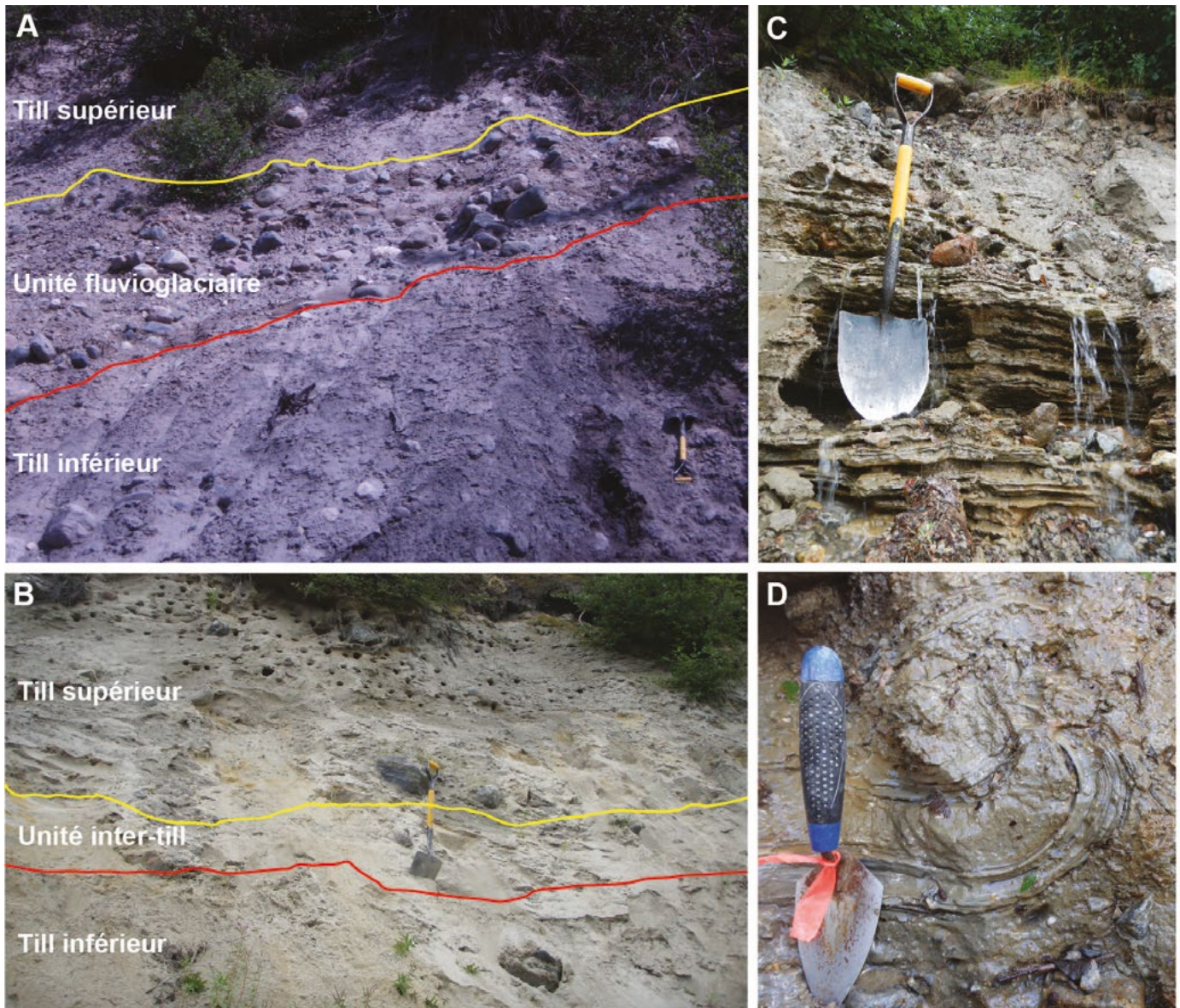


FIGURE 7 – A) Photographie de la coupe de la rivière à la Baleine (figure 6A). B) Photographie de la coupe de la rivière Chaumaux (figure 6B). C) Rythmites indurées et déformées montrant une alternance de lits silteux et de niveaux diamictiques. D) Exemple de déformation dans la séquence de rythmites indurées.

Sédiments glaciaires de surface et morphologies associées

Les caractéristiques du till de surface sont généralement assez homogènes dans toute la région d'étude, à part quelques légères variations causées par les changements de composition du socle rocheux et/ou une dynamique glaciaire particulière. Il s'agit généralement d'un till grisâtre contenant des clastes centimétriques à millimétriques, sauf dans le cas du till en couverture discontinue et mince qui se caractérise plutôt par la présence de blocs anguleux monogéniques. Les clastes sont subanguleux à subarrondis et flottent typiquement dans la matrice. Globalement, la granulométrie de la matrice du till (codes Tc, Ts, To, Tm; voir cartes en annexe) est relativement uniforme dans toute la région. La figure 8 illustre

la distribution granulométrique de la matrice du till dans les quatre feuillets cartographiés. À l'extrémité SW de la région (feuille 24B), la plupart des échantillons montrent une granulométrie plus fine, probablement en raison de la proximité des roches volcano-sédimentaires de la Fosse du Labrador. Dans le même feuillet, un autre groupe d'échantillons se distingue par des proportions d'argile plus importantes. La présence d'unités de paragneiss à biotite et de quelques îlots de méta-arkose pourrait expliquer ce phénomène.

Les épaisseurs de till les plus grandes sont situées dans le secteur NW, à l'ouest de la rivière à la Baleine, où la couverture sédimentaire masque la presque totalité du socle rocheux. La partie SE du feuillet 24A se démarque aussi par une couverture considérable de sédiment glaciaire. Dans ces deux secteurs, l'activité d'un ou de plusieurs courants

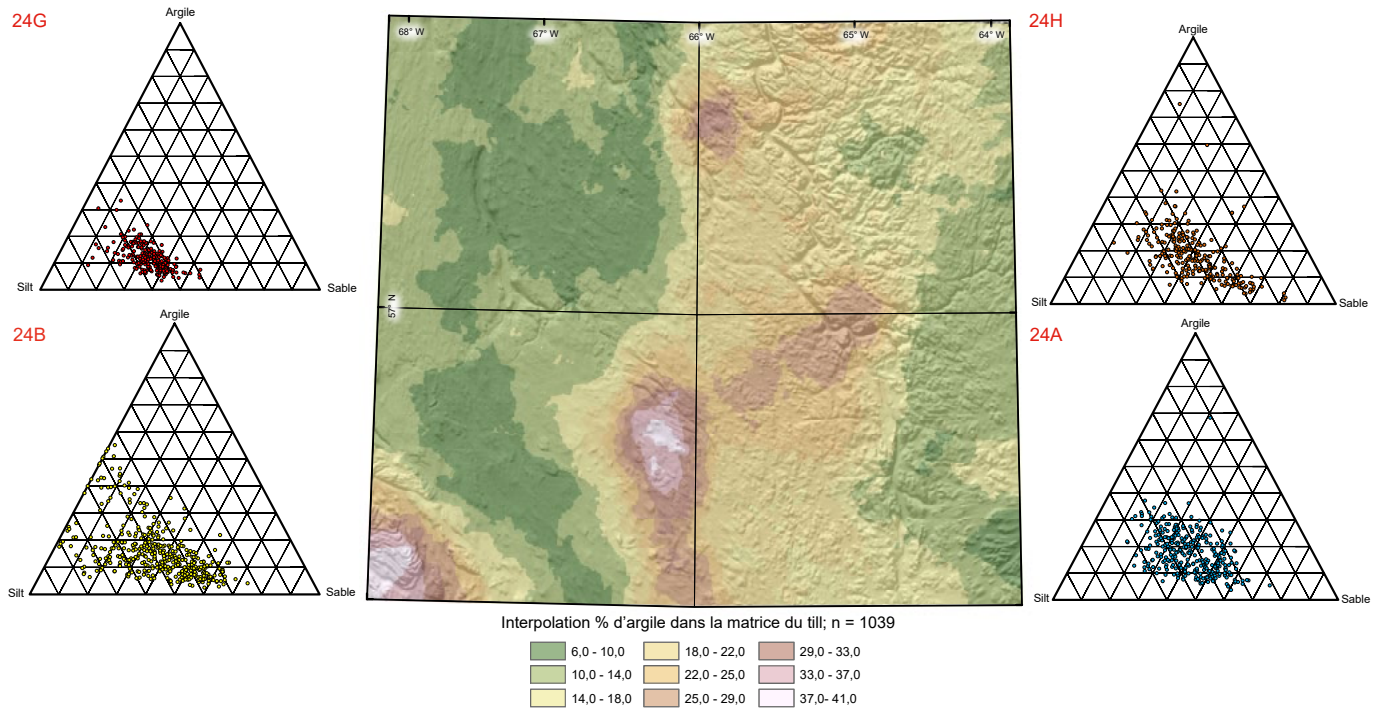


FIGURE 8 – Granulométrie de la matrice des échantillons de till et interpolation du contenu en argile de la matrice des unités glaciaires de la région d'étude.

de glace a profondément érodé et oblitéré la topographie du roc et produit une quantité importante de sédiment. Dans les parties sud et est de la région d'étude, la couverture de sédiment glaciaire est de moins en moins continue en raison de l'augmentation graduelle de la topographie du socle et de son contrôle sur les écoulements glaciaires.

Dans la partie centrale de la région, le till se présente comme un diamicton lâche contenant peu de particules fines et dont la surface est parsemée de blocs délestés. Cette zone semble correspondre *grosso modo* à la Suite de De Pas et au haut topographique associé. Ce faciès est abondant dans les parties est des feuilletés 24G et 24B. Reliées à une glace plus ou moins stagnante, ces sédiments ont été cartographiés comme du till de fusion (Tf).

Aux environs de l'élévation de 160 m dans la vallée de la rivière à la Baleine et de 100 m dans la vallée de la rivière George, les zones de till ont été remaniées par l'action littorale de la Mer d'Iberville. Certaines zones de till ont également été touchées par l'action des vagues du Lac Naskaupi. Sur les cartes des dépôts de surface, ces unités sont identifiées par les codes Tr (till remanié en couverture continue) ou Trm (till remanié en couverture discontinue) selon l'épaisseur de sédiment. Dans certains secteurs situés en périphérie des corridors fluvioglaciaires, l'eau de fonte a remanié le till, lessivant les particules fines et générant une surface fortement chenalisée. Par endroits, les sédiments ont été lessivés jusqu'au roc. Ces dépôts ont été désignés par l'étiquette till délavé (Td) sur les cartes. Les secteurs de till délavé se situent à des élévations plus grandes que le till remanié, ce qui permet de les distinguer plus facilement.

La cartographie des dépôts glaciaires et des morphologies de surface a permis d'identifier différents ensembles morpho-sédimentaires qui témoignent des conditions sous-glaciaires complexes au cours du dernier cycle glaciaire. Ces ensembles ont été définis en fonction du type de morphologie ou des faciès sédimentaires cartographiés et de leur signification glaciodynamique. La zone 1 comprend les secteurs caractérisés par la présence de sédiments quaternaires anciens et de felsenmeers (figure 9). Ces zones sont caractérisées par une gélifraction plus ou moins importante du socle rocheux et indiquent la persistance de conditions de glace à base froide dans le secteur (figure 10A). L'âge de ces terrains et leur signification glaciodynamique sont encore incertains. Ils peuvent être corrélés, du moins pour les terrains identifiés comme Qa, aux terrains morainiques anciens cartographiés dans la vallée de la rivière Koroc, au NE de la région d'étude (Paradis et Parent, 2002a et 2002b).

Les zones 2 et 2A (figure 9) correspondent aux secteurs caractérisés par des ensembles de formes de terrain aux directions opposées. À l'ouest de la rivière George, la zone 2 regroupe des *crag-and-tails* et des drumlinoïdes d'orientation grossièrement E-W (figure 10B) qui témoignent d'un écoulement glaciaire vers WNW. Dans la zone 2A, les quelques *crag-and-tails* et formes fuselées identifiées témoignent plutôt d'un écoulement vers l'ENE. Bien qu'en nombre plus faible et couvrant une superficie plus restreinte, ce groupement de formes en association avec les morphologies de la zone 2 semble indiquer un système d'écoulements glaciaires opposés probablement associé à une ligne de partage glaciaire dans l'axe de la vallée de la rivière George.

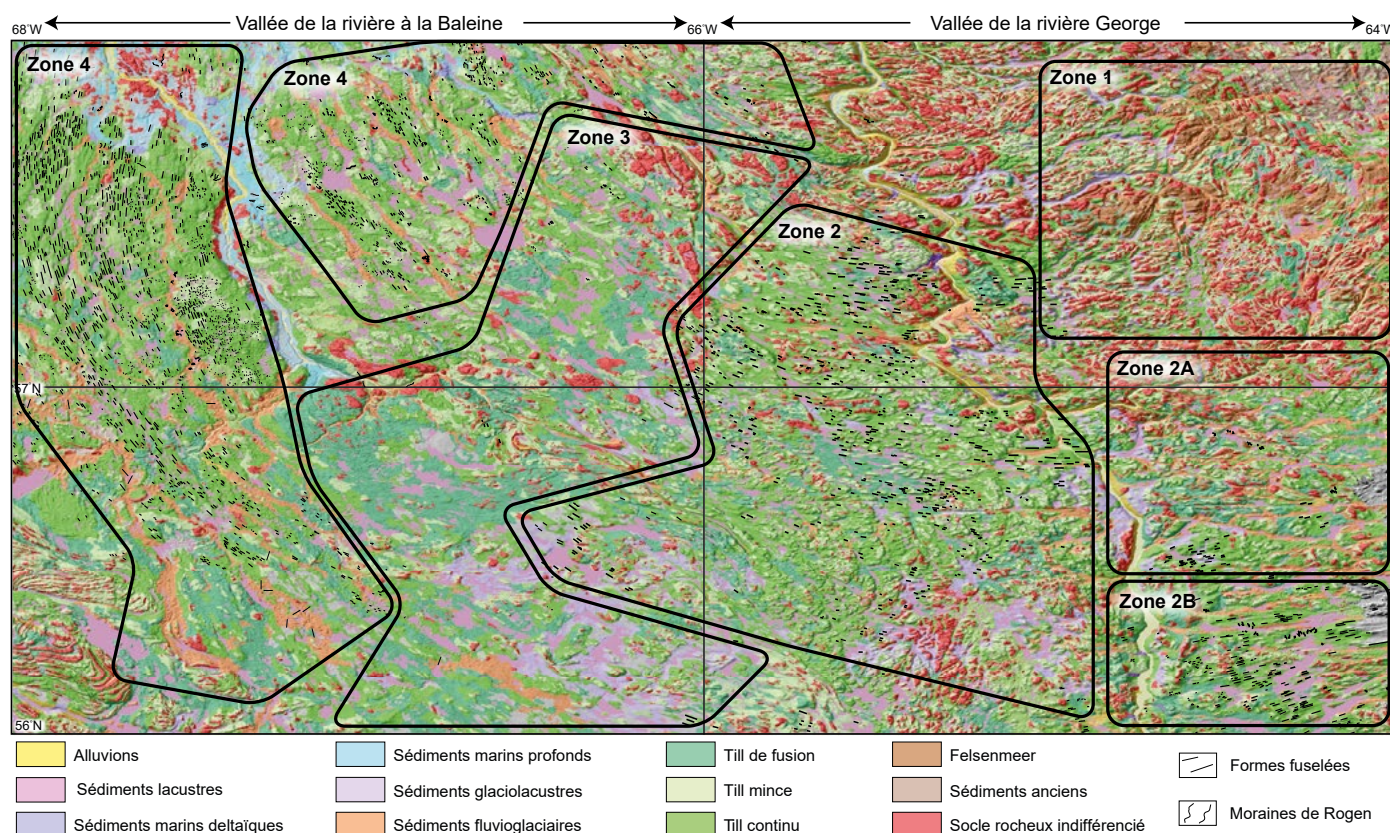


FIGURE 9 – Carte détaillée des dépôts de surface de la région d'étude. Les lignes noires délimitent des zones montrant des contrastes de conditions sous-glaciaires qui se traduisent par des faciès sédimentaires et des morphologies de surface distinctes (modifiée de Dubé-Loubert *et al.*, 2021).

La zone 2B (figure 9) est définie par des essais de drumlinoïdes, de *crag-and-tails* et de traînées morainiques kilométriques qui délimitent un corridor de courant de glace d'environ 70 km de longueur et 40 km de largeur (figure 10C). Ces morphologies sont le résultat d'un écoulement glaciaire dynamique vers l'est qui a produit une spectaculaire traînée de dispersion dans le till mise en évidence par les analyses des éléments de terres rares en provenance du gîte de Strange Lake/Lac Brisson (Batterson, 1989; DiLabio, 1990; Paulen *et al.*, 2017; McClenaghan *et al.*, 2019).

Plus à l'ouest, la zone 3 (figure 9) occupe la partie centrale de la région cartographiée. La surface de cette zone est marquée par des phénomènes de décrépitude glaciaire associés à la présence d'essaims de moraines bosselées (*hummocky moraines*), d'une multitude de blocs délestés et d'une forte abondance de lacs de kettle (figure 10D). La faible épaisseur du till permet d'exposer de nombreux affleurements. Ce type de faciès est typiquement lié au morcellement d'une masse de glace animée d'une très faible dynamique et qui a fondu sur place.

À l'extrémité ouest de la région d'étude, les ensembles morphosédimentaires comprennent des drumlinoïdes kilométriques et des *crag-and-tails* qui témoignent d'un écoulement glaciaire de forte vélocité vers le nord et qui définissent deux corridors de courant de glace (figure 9, zone 4; figure 10E). Ces mégalinéaments glaciaires alternent et se superposent

par endroits à des zones de moraines de Rogen, formant des morphologies transitionnelles (figure 10F).

Sédiments reliés à la déglaciation et morphologies associées

Différents types de formes et de sédiments fluvioglaciaires ont été déposés par l'eau de fonte, témoignant de l'évolution des conditions lors du retrait de la marge glaciaire. Les principales morphologies sont des eskers généralement formés de matériau sablo-graveleux (Gx). À proximité de la rive ouest de la vallée de la rivière George, les sédiments fluvioglaciaires prennent la forme d'épandages proglaciaires subaquatiques (Gs) ou subaériens (Go) composés de sable et de sable silteux à litage subhorizontal, de graviers ainsi que de blocs subarrondis. D'après la morphologie et la distribution spatiale des formes observées, trois zones reliées à un mode de déglaciation particulier ont été identifiées (figure 11).

Un premier groupe d'eskers est localisé à l'extrémité est de la région d'étude, à l'est de la vallée de la rivière George. Leur distribution correspond aux limites de la zone 1 (figure 11). Ces eskers de grandes dimensions atteignent quelques centaines de mètres de largeur, jusqu'à 25 m de hauteur et, dans certains cas, une dizaine de kilomètres de longueur (figure 12A). Ces crêtes montrent généralement un profil bien arqué et pentu, et sont formées de blocs arrondis cen-

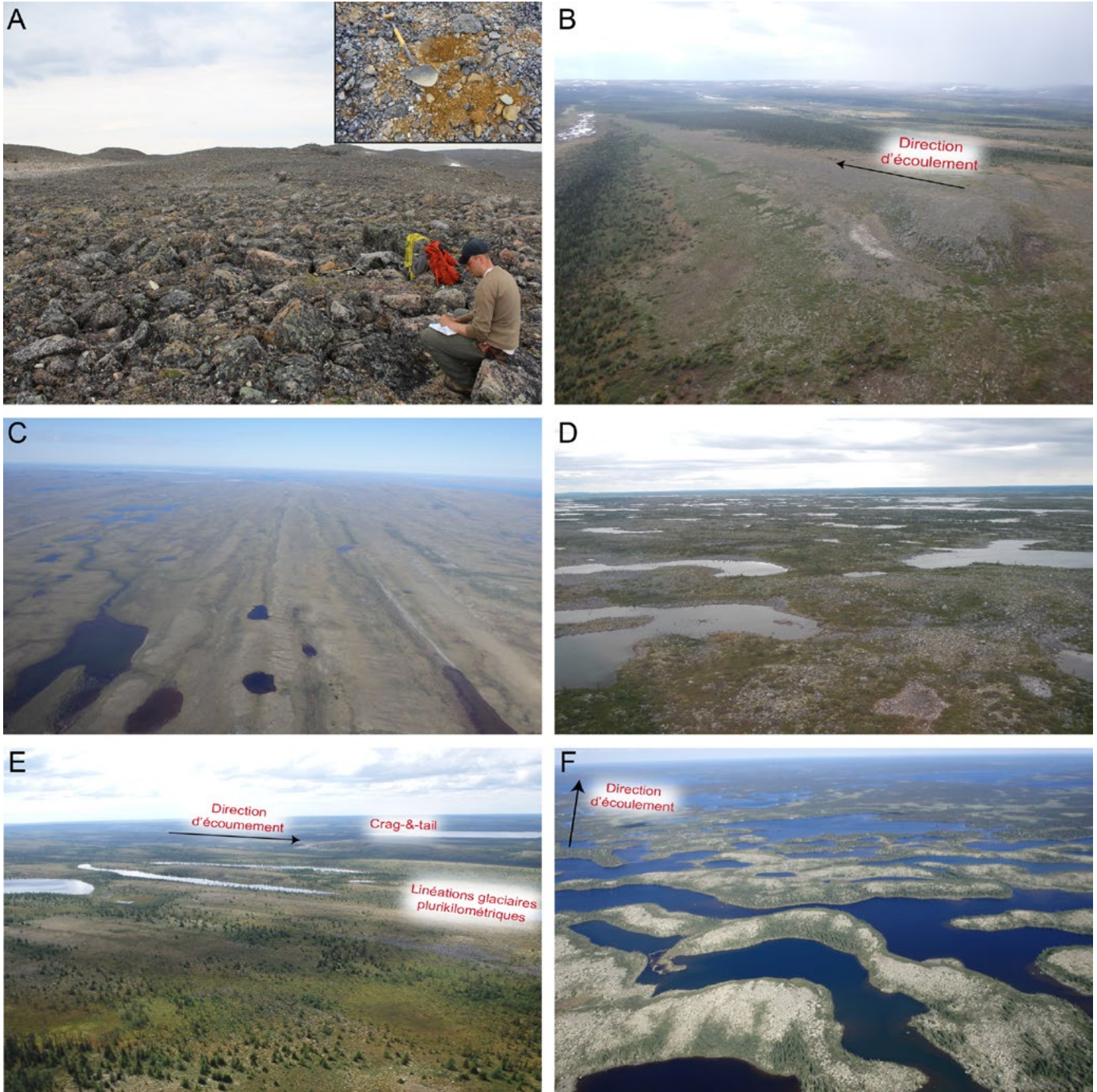


FIGURE 10 – A) Secteur à l’extrémité NE du feuillet 24H caractérisé par de grandes étendues de felsenmeer. La matrice entre les blocs est généralement très oxydée, ce qui suggère des conditions de glace à base froide intense et/ou persistante. B) Trainée morainique derrière abri (*crag-and-tails*) dans le centre nord de la région d’étude indiquant un écoulement de l’est vers l’ouest. C) Linéaments glaciaires kilométriques soulignant un corridor de courant de glace dans le secteur de Strange Lake/Lac Brisson. D) Secteur de décrépitude glaciaire et de moraines *hummocky*. La surface est parsemée de blocs délestés et de petits kettles. E) Exemple de trainée morainique derrière abri (*crag-and-tails*) et de linéaments glaciaires majeurs caractérisant les corridors de courant de glace convergents vers la baie d’Ungava dans le secteur de la vallée de la rivière à la Baleine. F) Zone de moraines de Rogen montrant une surface fuselée par endroits. Modifiées de Dubé-Loubert et al. (2021).

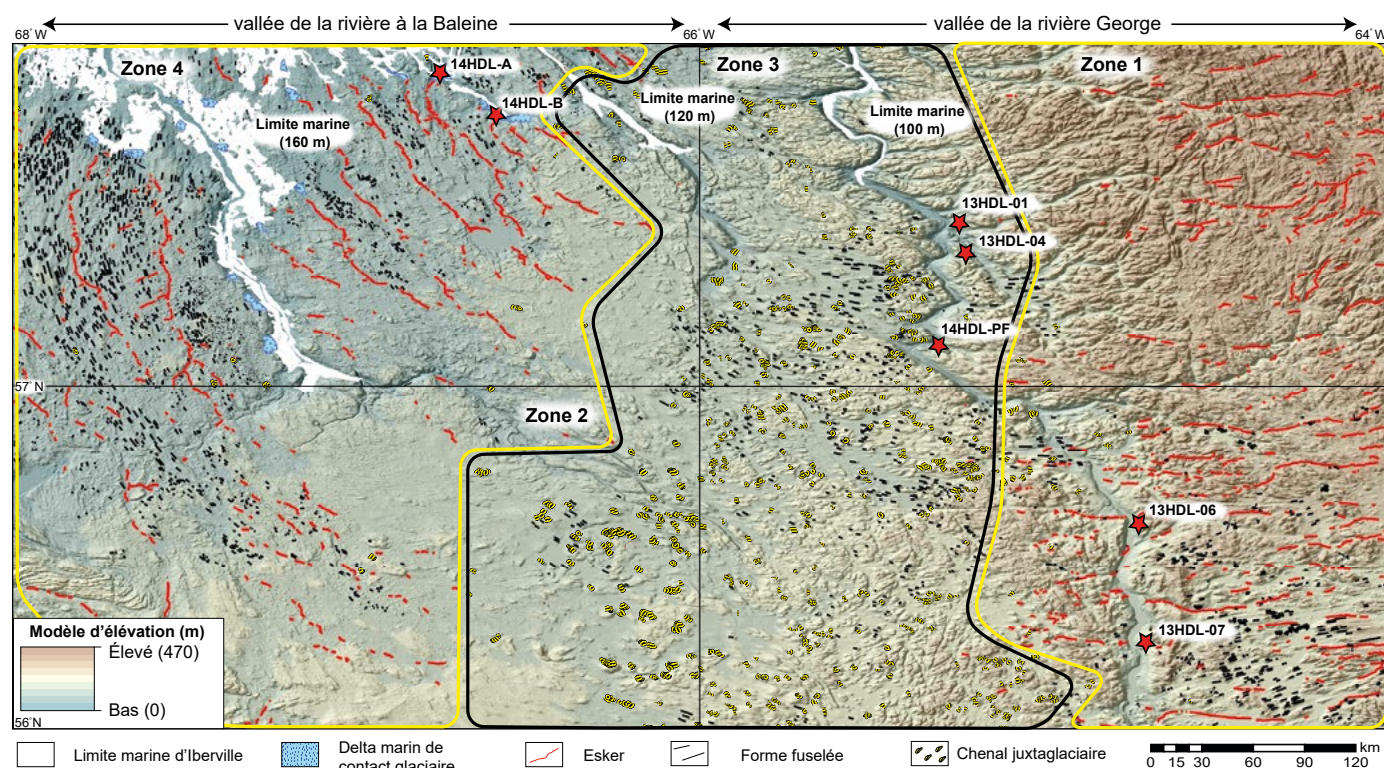


FIGURE 11 – Formes de déglaciation répertoriées dans la région d'étude. Les secteurs délimités par les lignes jaunes regroupent deux groupes d'eskers associés à des marges glaciaires retraçant dans des directions différentes : retrait de l'est vers l'ouest (zone 1) et du nord vers le sud (zone 2). Le secteur central en noir (zone 3) est caractérisé par l'absence d'esker et la présence d'essaims de chenaux juxtaglaciaires. La zone 4 correspond à l'aire d'envoie de la Mer d'Iberville. Les étoiles rouges localisent les sites de datation par isotope cosmogénique (^{10}Be). Modifiée de Dubé-Loubert *et al.* (2021).

timétriques à métriques dans une matrice gravelo-sableuse. Elles sont orientées E-W et traduisent un retrait de la marge de l'est vers l'ouest. Ces eskers se trouvent typiquement dans des secteurs de basses altitudes, comme les vallées des rivières tributaires de la rivière George, mais ils se sont aussi développés à contre-pente, certains gravissant même d'importants obstacles topographiques. Dans le secteur du lac Brisson, quelques eskers sont caractérisés par une succession de crêtes anastomosées reliées entre elles par des segments de matériau juxtaglaciaire (figure 12B). Ce phénomène pourrait s'expliquer par une intense fragmentation de la marge en lien avec l'amincissement de la topographie glaciaire dans l'axe du courant de glace de Strange Lake.

Un second groupe d'eskers se trouve dans la partie occidentale de la région d'étude, dans la vallée de la rivière à la Baleine (figure 11, zone 2). Ces eskers sont de taille moins importante que ceux de la zone 1, avec une hauteur moyenne de 5 à 6 m, une largeur de 10 à 20 m et une longueur ne dépassant généralement pas la dizaine de kilomètres (figure 12C). Ils sont pour la plupart discontinus, alternant entre des crêtes de matériau juxtaglaciaire et des zones d'épandage. Leur surface est généralement aplanie et ils sont composés de blocs arrondis décimétriques flottant dans une matrice sablo-graveleuse à graveleuse. Ces eskers sont orientés grossièrement N-S à NW-SE et témoignent d'un retrait de la marge glaciaire du nord vers le sud. Ils suivent les zones de faible relief et leur distribution spatiale s'étend de la limite des terrains de

décrépitude glaciaire, dans la portion centrale du secteur à l'étude, vers le nord, à proximité de la baie d'Ungava, un secteur ennoyé par la Mer d'Iberville.

La partie centrale de la région d'étude est caractérisée par l'absence notable d'esker (figure 11, zone 3). Le retrait de la marge glaciaire se manifeste plutôt par la présence de nombreux chenaux comblant l'espace entre les deux zones décrites précédemment. Ces chenaux subparallèles mesurent quelques centaines de mètres de longueur et forment typiquement des essaims de cinq à six entités (figure 12D). Ce regroupement de chenaux situé au nord de la HIZ fait partie d'un ensemble morphosédimentaire dont l'origine et la signification dans les reconstructions paléogéographiques ont suscité de vifs débats (Kleman, 1994; Veillette *et al.*, 1999; Clark *et al.*, 2000; Jansson et Kleman, 2004). Initialement, ces formes ont été interprétées comme des chenaux proglaciaires soulignant un retrait de la marge vers le SW, ce qui semble impossible à concilier avec les formes fuselées de direction nord ou NNW. Ces dernières, de même que les eskers de ce secteur, avaient donc été interprétés comme des formes reliques préwisconsinniennes, préservées sous des conditions non érosives à base froide par une masse de glace centrée sur la baie d'Ungava (Kleman, 1994).

Ces chenaux sont plutôt interprétés ici comme des chenaux juxtaglaciaires. Contrairement aux eskers mis en place lors d'une déglaciation dynamique à base chaude, ces structures se seraient formées lorsque la température basale était sous le point de congélation, empêchant le drainage de l'eau de



FIGURE 12 – A) Esker situé à l'est de la rivière George. Ces eskers sont généralement continus et peuvent atteindre quelques centaines de mètres de largeur et jusqu'à 25 m de hauteur. B) Esker anastomosé dans le secteur du lac Brisson. C) Esker dans le secteur de la rivière à la Baleine. Ces eskers sont généralement discontinus, d'une largeur de 10 à 20 m et d'une hauteur moyenne de 5 à 6 m. D) Essaim de chenaux juxtaglaciaires caractéristiques de la partie centrale de la zone d'étude. E) Image satellitaire « Rapideye » montrant un exemple de delta de contact de glace et son esker nourricier. Ce delta s'est mis en place dans la Mer d'Iberville.

fonte en position sous-glaciaire (Dyke, 1993). L'eau de fonte circule ainsi vers la marge en position intraglaciaire ou supraglaciaire où elle s'écoule coincée entre le front et la topographie environnante, ce qui mène au surcreusement des chenaux parallèles au front.

Cette nouvelle interprétation a une incidence importante dans la compréhension du schéma de déglaciation. En effet, la direction présumée du retrait de la marge glaciaire est inversée par rapport aux hypothèses antérieures. Cela contredit les modèles qui interprétaient les formes convergentes vers la baie d'Ungava comme des formes reliques. Dans la région à l'étude, les chenaux juxtaglaciaires sont orientés pratiquement N-S dans le secteur de la rivière George et se réorientent plutôt ENE-WSW à l'ouest de celle-ci. Cela indique donc un retrait de la marge vers l'ouest et le NNW, en parfaite adéquation avec les formes glaciaires répertoriées.

Une dernière zone est définie par les terrains submergés par la Mer d'Iberville (figure 11, zone 4). Ce territoire est caractérisé par des sédiments littoraux fins, de même que par des constructions glaciomarines (rivages, limites de délavage et deltas). Certains des eskers de la zone 3 ont d'ailleurs construit d'importants deltas glaciomarins (figure 12E) à leur débouché dans la mer, ce qui témoigne d'une invasion marine initialement en contact avec la marge glaciaire.

Paléogéographie des lacs Naskaupi et McLean

Les lacs glaciaires Naskaupi et McLean ont occupé respectivement les vallées des rivières George et à la Baleine (Dubé-Loubert et Roy, 2017; Dubé-Loubert *et al.*, 2018). L'évolution de ces plans d'eau étant intimement liée à l'évolution du retrait de la marge glaciaire, la datation de certaines des formes associées a permis de préciser le cadre chronologique de la partie est du secteur LQ (voir chapitre « Contraintes chronologiques et cadre chronostratigraphique du secteur LQ de l'Inlandsis laurentidien »). Au cours de son évolution, le Lac Naskaupi aurait connu plusieurs épisodes de décharge, ce qui aurait entraîné des afflux ponctuels et relativement importants d'eau de fonte vers le système océanique (Dubé-Loubert *et al.*, 2018). Ces décharges auraient pu jouer un rôle notable dans certains événements climatiques de refroidissement connus de l'Holocène (Barber *et al.*, 1999; Ellison *et al.*, 2006; voir chapitre « Contraintes chronologiques et cadre chronostratigraphique du secteur LQ de l'Inlandsis laurentidien »).

Caractéristiques des morphologies glaciolacustres du Lac Naskaupi

Dans la région d'étude, l'évolution du Lac Naskaupi est marquée par la présence d'une multitude de lignes de rivage, de deltas et de limites de délavage (*washing limit*). La plupart des formes cartographiées se trouvent sur la rive orientale de la vallée de la rivière George (figure 13A). L'absence quasi totale de constructions sur l'autre rive suggère que la rive ouest du lac était en contact, du moins partiellement, avec la

marge glaciaire en retrait. De plus, sur la rive est de la vallée de la rivière George, les lignes de rivage sont généralement plus abondantes sur le versant ouest des crêtes topographiques, ce qui reflète probablement la direction des vents dominants nourris par les systèmes catabatiques (Ives, 1960).

Les lignes de rivage se sont formées à flanc de colline dans les secteurs montrant une couverture de sédiment glaciaire suffisante pour permettre leur développement. Elles consistent en des terrasses de 2 à 20 m de largeur que l'on peut suivre sur quelques centaines de mètres à, localement, plusieurs kilomètres (figures 13A et 13B). On observe communément une succession de trois à cinq lignes de rivage séparées de 10 à 50 m l'une de l'autre, parfois jusqu'à 100 m (figure 13C, 13D et 13E).

Les vallées de la plupart des rivières tributaires de la George en provenance de l'est montrent aussi des évidences de la présence d'un plan d'eau au cours de la déglaciation (figure 14A). Cependant, les lignes de rivage sont généralement mieux développées dans la vallée de la rivière George proprement dite, comparativement à celles localisées dans les vallées tributaires (figure 13C). Les deux secteurs où les lignes de rivage sont les mieux exprimées sont ceux entourant Les Pyramides (figure 13D) et le long du lac de la Hutte Sauvage (figures 13A, 13B, 13D et 13E). Des morphologies associées à des épisodes de vidange ont également été cartographiées et consistent en des superficies de roc délavé, des chenaux et des barres alluviales kilométriques (figure 13F, 13G et 13H). Celles-ci seront discutées et décrites un peu plus loin dans le présent chapitre.

Mesures d'élévation et reconstruction des principales phases glaciolacustres

Bien que l'existence de ces lacs glaciaires ait été de courte durée, l'action des vagues a pu avoir un impact sur le remaniement du matériel glaciaire localisé dans les limites d'inondation, du moins dans les zones littorales. Les efforts déployés pour caractériser les différentes phases des lacs glaciaires de la région d'étude ont surtout touché le Lac Naskaupi (figure 14A), car les constructions associées à ce plan d'eau sont plus nombreuses et mieux développées. Le Lac McLean a néanmoins fait l'objet de quelques mesures, notamment dans sa partie est (figure 14A).

Comme mentionné précédemment, les lignes de rivage présentes dans les vallées tributaires montrent un développement moins important comparativement à celles reconnues à l'intérieur même de la vallée de la rivière George. Les lignes de rivage dans les vallées tributaires sont généralement affectées par des processus de solifluxion suggérant un remaniement partiel de la fraction fine du till, un phénomène qui peut s'expliquer par une faible période d'exposition à l'action des vagues. Leur élévation et leur distribution sont erratiques et il est impossible de les corrélérer aux lignes présentes dans la vallée de la George (figure 14B). Les constructions dans les vallées tributaires sont ainsi interprétées comme associées à l'existence de plans d'eau précoces et de courte durée ayant

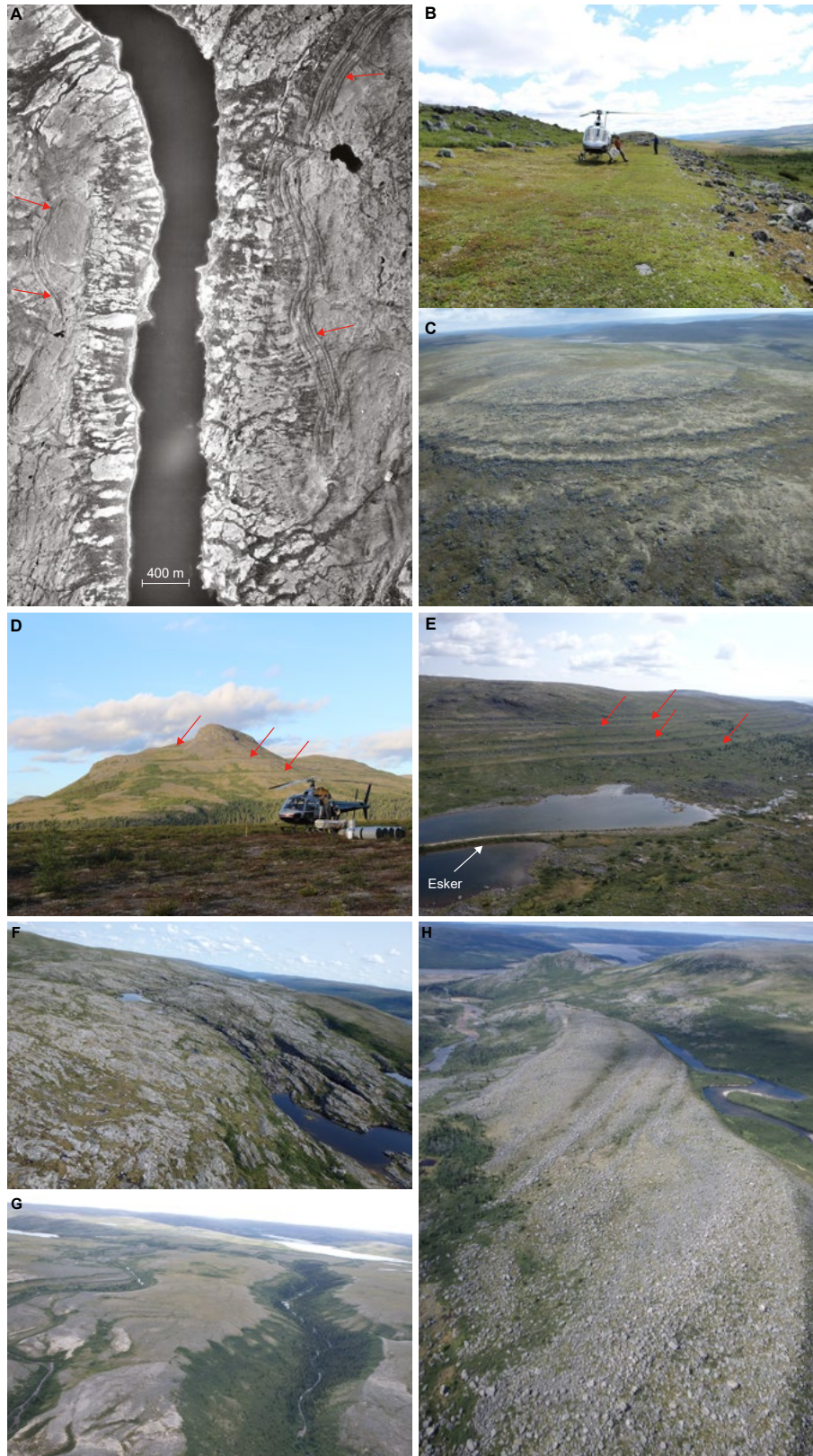


FIGURE 13 – A) Photographie aérienne montrant l’expression morphologique des lignes de rivage du Lac Naskaupi, secteur du lac de la Hutte Sauvage. B) Vue au sol d’une ligne de rivage du Lac Naskaupi dans le secteur du lac de la Hutte Sauvage. C) Exemple de lignes de rivage dans les hautes terres à l’est de la rivière George. Ces lignes de rivage sont peu développées et sont affectées par des processus de solifluxion témoignant de leur courte durée d’existence. D) Lignes de rivage sur le pic Pyramide. E) Lignes de rivage dans le secteur du lac de la Hutte Sauvage. Modifiées de Dubé-Loubert *et al.* (2017). F) Secteur de roc lessivé à proximité de la construction de drainage du Pinkflood. G) Canyons creusés dans les sédiments par les eaux de drainage du bassin sud. H) Construction kilométrique de blocs jointifs et imbriqués du Pinkflood.

précédé la formation du Lac Naskaupi *sensu stricto* dans la vallée principale (Dubé-Loubert et Roy, 2017).

Cinq phases d'évolution ont été identifiées dans les secteurs du lac de la Hutte Sauvage et des Pyramides (tableaux 1 et 2). Parmi celles-ci, la phase N2 est la plus répandue et est interprétée comme celle qui a duré le plus longtemps en raison du bon développement des lignes de rivage dans le secteur du lac de la Hutte Sauvage. Dans le secteur des Pyramides, les constructions glaciolacustres les mieux définies sont liées à la phase PH3.

Dans le but de valider les corrélations entre les phases des deux secteurs, une attention particulière a été portée aux mesures d'élévation des lignes de rivage de la phase N2 du secteur du lac de la Hutte Sauvage pour en déterminer le taux de gauchissement. La projection du taux de gauchissement N2 vers le nord a permis de mettre en évidence certaines contradictions avec les configurations proposées dans les travaux antérieurs (Ives, 1959 et 1960; Matthew, 1961a). En effet, la projection de ce niveau dans le secteur des Pyramides intersecte un faible nombre de rivages (deux seulement). Ceux-ci sont localisés en dehors de la vallée principale et montrent un développement modéré (figure 14C). Considérant le fait que les rivages N2 sont les mieux développés de la vallée et qu'historiquement les lignes de rivage des deux secteurs ont été associées à un seul et unique plan d'eau, il semble difficile de concevoir que des rivages d'une même phase puissent montrer une telle différence de développement. De même, cet exercice de projection démontre l'absence de lignes de rivage N2 dans le secteur des collines Wedge (figure 14C), alors que tous les éléments favorisant leur développement sont présents. Ces constats suggèrent que le Lac Naskaupi aurait eu une configuration tout autre que celle proposée dans les travaux antérieurs et aurait plutôt été centré autour de deux bassins indépendants (bassins des Pyramides et de la Hutte Sauvage) séparés par un barrage glaciaire. Ces bassins auraient ensuite été réunis à partir des phases plus tardives N3 et N4 (figure 14D).

Cette dernière interprétation est appuyée par d'autres éléments. Ainsi, dans le secteur des collines Wedge, le cours de la rivière George montre une importante inflexion d'environ 20 km qui pourrait marquer la limite naturelle entre les deux bassins (figure 14A). De plus, ce même secteur est aussi caractérisé par des morphologies témoignant du blocage du bassin sud (Hutte Sauvage) et du passage d'une importante quantité d'eau à la suite de la rupture du barrage glaciaire. De grandes superficies de roc délavé montrant en surface des formes sculptées par le passage turbulent de l'eau, telles que des sillons ou des cavettos, caractérisent ce secteur (figure 13F). On y trouve également de puissants canyons de plus de 2 km de long et jusqu'à 300 m de large (figure 13G) surcreusés dans le sédiment, ainsi que des antidunes sur le plancher de la vallée de la rivière George, lesquels témoignent de la rupture du barrage de glace, de l'ouverture de la vallée et de la circulation d'un volume d'eau considérable. Au débouché d'un de ces canyons surcreusés dans le roc, on trouve une construction kilométrique formée par les eaux et qui résulterait du drainage du bassin sud et de la coalescence subséquente des deux bassins. Cette construction, surnommée « Pinkflood », est formée d'une accumulation de 25 à 30 m d'épaisseur de blocs métriques subarrondis et imbriqués dont la surface est marquée par une succession de barres alluviales (figure 13H). Des calculs paléohydrauliques basés sur la géométrie du canyon en amont du « Pinkflood » et des caractéristiques sédimentologiques des barres alluviales ont permis d'estimer la durée de cet événement de drainage à environ deux jours (Dubé-Loubert et Roy, 2017). Ces formes d'érosion et d'accumulation, ainsi que les valeurs paléohydrologiques, sont typiques des crues associées à la vidange des lacs glaciaires de la dernière déglaciation (GLOF, pour *Glacial lake outburst floods*) (Bretz, 1923; Baker, 1973; O'Connor, 1993; Carrivick et Tweed, 2013).

À la suite de la coalescence des deux bassins, le Lac Naskaupi aurait occupé la majeure partie de la vallée de la rivière George durant les phases N3, N4 et N5. Les phases N3 et N5 peuvent être respectivement corrélées aux phases PH3 et PH5

TABEAU 1 - Élévation des principales phases du Lac Naskaupi

Phases du Lac Naskaupi	Élévation (m NMM)
Secteur du lac de la Hutte Sauvage	
N0	512
N1	503
N2	472
N3	427
N4	Pas observé (~365)
N5	323
Secteur des Pyramides	
PH1	495
PH2	454
PH3	401
PH4	348
PH5	306

TABEAU 2 - Élévation des principales phases du Lac McLean

Phases du Lac McLean	Élévation (m NMM)
Secteur du lac Coiffier (Barnett, 1967)	
Mc1	518
Mc2	495
Mc3	469
Mc4	457
Mc5	442
Secteur du lac Coiffier (MERN, 2016a)	
Mc1	525
Mc2	490
Mc3	471
Mc4	456
Mc5	443
Mc6	420

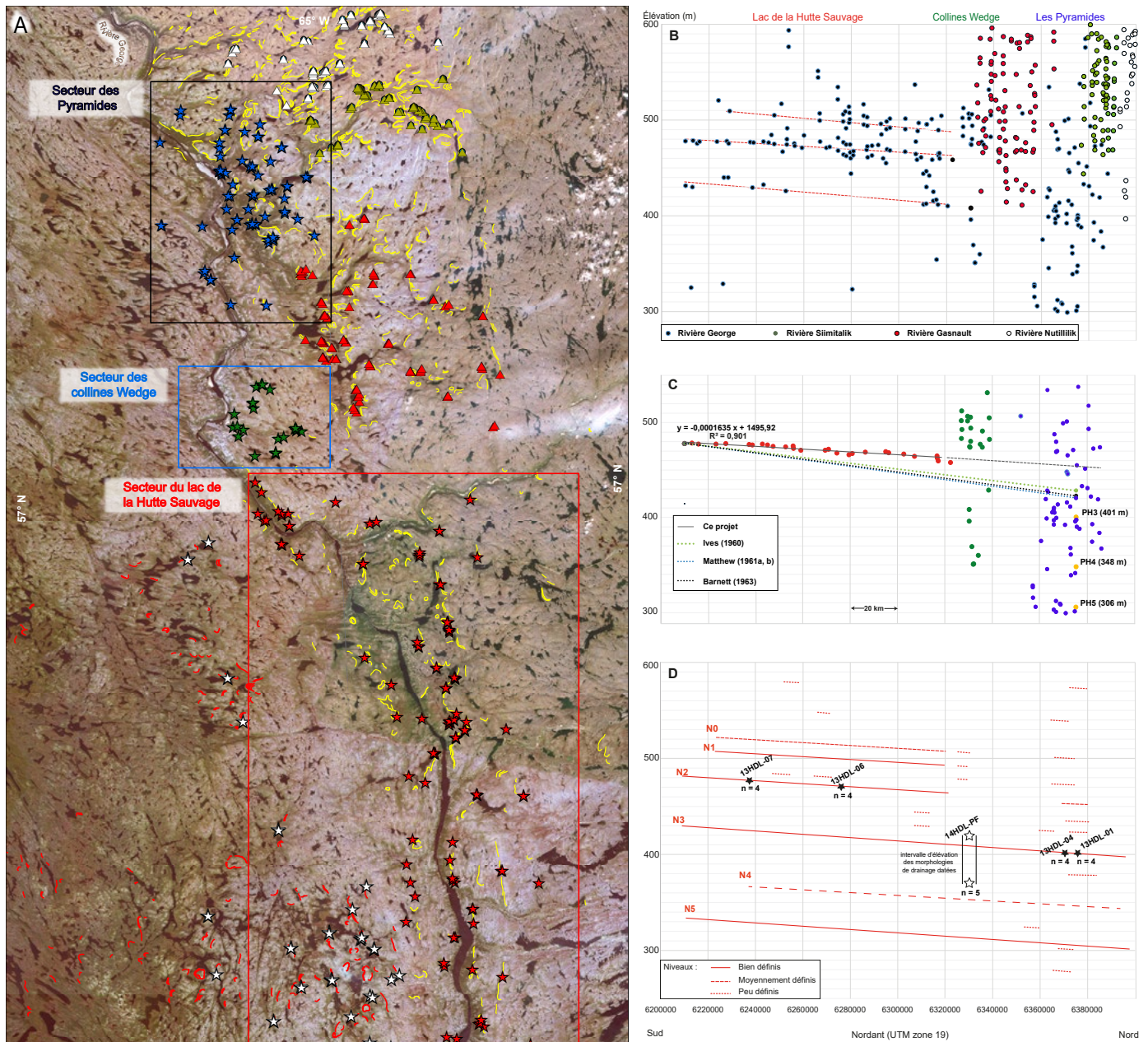


FIGURE 14 – A) Image satellitaire « Rapideye » montrant la localisation des principaux secteurs investigués et des sites de mesure d'élévation utilisés dans la reconstruction des lacs Naskaupi et McLean. Les étoiles bleues localisent les sites de mesure dans le secteur des Pyramides, les triangles rouges, les sites dans les vallées tributaires de la rivière George, les étoiles vertes ceux dans le secteur des collines Wedge et les étoiles rouges ceux du secteur du Lac de la Hutte Sauvage. Les étoiles blanches marquent les sites des mesures d'élévation des constructions associées au Lac McLean. Les triangles blancs et verts localisent respectivement les sites de mesures dans les bassins des rivières Ford et Siimitalik (modifiée de Dubé-Loubert *et al.*, 2017). Les lignes jaunes représentent les lignes de rivage cartographiées B) Graphique montrant la répartition N-S des sites de mesure d'élévation de lignes de rivage ainsi que leur élévation dans la vallée de la rivière George et ses tributaires. C) Graphique montrant l'élévation des lignes de rivage N2 et les tentatives de corrélation entre les différents secteurs. Les lignes pointillées indiquent l'orientation et la valeur du plan de gauchissement pour cette phase déterminées lors de cette étude et des travaux antérieurs. D) Principales phases identifiées lors de l'évolution du Lac Naskaupi. Les étoiles noires localisent les sites datés par isotope cosmogénique (^{10}Be).

du secteur des Pyramides. Le niveau équivalent à celui de la phase PH4 n'a toutefois pas été identifié dans le secteur du lac de la Hutte Sauvage. Cela est peut-être dû à l'absence de site propice au développement de cette phase dans le secteur sud à une élévation correspondante d'environ 365 m.

Les mesures d'élévation des différentes formes associées aux lacs Naskaupi et McLean ont permis de déterminer

l'élévation des phases principales (tableaux 1 et 2), de même que leur extension lors de la phase N2 (figure 15A) pendant laquelle les bassins sud (Hutte Sauvage) et nord (Les Pyramides) n'étaient pas encore connectés (figure 15B).

Le maintien du Lac Naskaupi durant les phases plus tardives (N3 et N4) nécessite la présence d'un barrage de glace au nord du secteur des Pyramides. Un indice de l'existence d'une telle construction a été identifiée grâce à la présence de

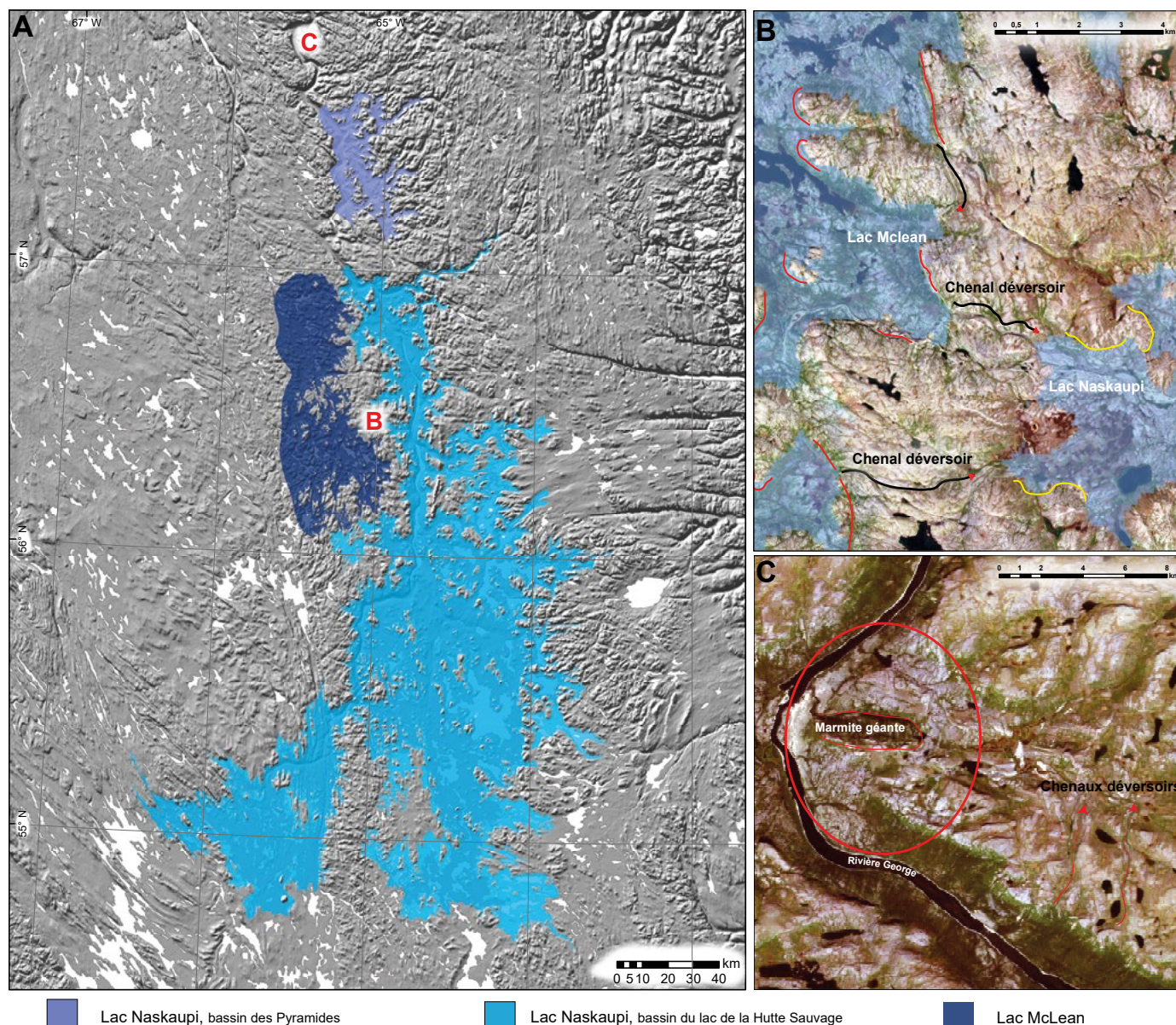


FIGURE 15 – A) CDEM (*Canadian Digital Elevation Model*) ayant servi à la reconstruction de l'étendue des lacs Naskaupi et McLean lors de la phase N2 considérée comme la phase la plus longue. B) Image satellitaire « Rapideye » du secteur précédent montrant la connexion suggérée par la présence de chenaux déversoirs. C) Image satellitaire « Rapideye » du secteur au nord des Pyramides témoignant de la présence d'un barrage de glace qui a retenu les eaux du lac Naskaupi lors des phases tardives de son évolution.

chenaux déversoirs disposés perpendiculairement au cours de la rivière George, suggérant un blocage de la vallée. Des zones de roc lessivées caractérisées notamment par la présence d'une marmite géante creusée dans le roc ont également été reconnues (figure 15C). Finalement, aucune autre construction glaciolacustre n'a été répertoriée au nord de cette position, ce qui suggère que le Lac Naskaupi ne s'est jamais étendu au-delà de cette position.

Au cours des phases précoces (N0 et N1) de l'évolution du Lac Naskaupi, des chenaux déversoirs drainaient l'excédent des eaux vers l'est et vers le sud, au-delà de la ligne de partage du bassin versant de la rivière George. La succession des phases répertoriées met aussi en évidence des épisodes

importants d'abaissement du niveau du plan d'eau. Ceux-ci pourraient être le résultat de changements de la configuration du bassin à la suite du retrait de la marge glaciaire et de l'ouverture de nouveaux exutoires. Ce mécanisme peut expliquer les fluctuations de 10 à 30 m du niveau du lac, comme celles séparant les niveaux supérieurs du lac (entre N0-N1 et N1-N2). Cependant, des rabattements de l'ordre de 50 à 100 m, comme ceux enregistrés après la phase N2, sont difficiles à expliquer par ce mécanisme et pourraient plutôt être le résultat de drainages partiels du lac. Ces baisses de niveau ont pu se produire à la suite de fuites latérales au barrage de glace présent dans la partie aval de la rivière George ou encore par des drainages sous-glaciaires, un mécanisme

déjà invoqué et dont l'existence a été démontrée pour le Lac Ojibway-Agassiz (Lajeunesse et St-Onge, 2008).

La rupture du barrage de glace au nord des Pyramides a entraîné la vidange finale du Lac Naskaupi. Les eaux de la Mer d'Iberville ont ensuite envahi la partie aval de la vallée de la rivière George.

Invasion marine et limite d'extension de la Mer d'Iberville

La Mer d'Iberville a envahi la dépression isostatique représentée par les basses terres de la baie d'Ungava au fur et à mesure de sa libération par la glace. Ainsi, les principales vallées au pourtour de la baie d'Ungava ont été ennoyées par les eaux marines, lesquelles ont laissé des dépôts littoraux et silto-argileux ainsi que des morphologies caractéristiques. L'élévation maximale de la mer atteinte lors de cet épisode varie d'est en ouest ou d'une vallée à l'autre, soulignant certaines particularités locales du schéma de déglaciation. Elle varie également du nord au sud, en accord avec le gauchissement isostatique et la chronologie de la déglaciation.

Les indicateurs morphologiques qui ont servi à identifier la limite marine maximale dans la zone d'étude comprennent les diverses formes associées au remaniement littoral (limites de délavage, gradins d'érosion, plages, flèches littorales, etc.) et aux accumulations deltaïques ou de contact de glace. Quelques constructions ibervilliennes ont aussi été cartographiées à l'extérieur des limites de la zone d'étude, dans les vallées des rivières Koksoak et Caniapiscaw, ce qui a permis d'étendre la représentation de l'invasion marine à toute la partie sud des basses terres de l'Ungava (figure 16).

Dans un premier temps, les formes cartographiées ont permis d'établir un plan de gauchissement isostatique. Celui-ci a été soustrait du modèle numérique de terrain, ce qui a permis de générer un modèle paléotopographique et de représenter les zones ennoyées par la Mer d'Iberville. Toutefois, ce modèle repose sur le postulat que ces formes sont toutes contemporaines, un fait qui n'a pas été démontré et qui semble difficile à admettre pour une telle superficie. La figure 16A illustre l'extension de la limite marine et l'évolution de l'élévation dans la zone investiguée et dans la partie sud-ouest des basses terres de l'Ungava.

Limite marine dans la vallée de la rivière à la Baleine

Dans la partie ouest de la région d'étude, l'élévation de la Mer d'Iberville a atteint le niveau 155 à 160 m. Cette valeur diminue graduellement vers l'est pour atteindre une élévation maximale de 120 m dans la partie orientale de la zone d'étude (figure 16A). Sur la rive ouest de la rivière à la Baleine, des terrasses marines et des deltas juxtaglaciaires semblent marquer l'élévation maximale atteinte dans ce sec-

teur (figures 17A et 17B). Le remaniement littoral occasionné par la Mer d'Iberville semble avoir fortement remodelé les morphologies et les sédiments préalablement mis en place, particulièrement dans ce secteur où les zones ennoyées sont bien marquées et facilement identifiées. Sur le flanc de certaines formes fuselées, les sédiments ont ainsi été remaniés par les eaux marines pour former des plages ou des flèches littorales (figures 17C et D).

Plusieurs coupes stratigraphiques ont été décrites le long des rives de la rivière à la Baleine (figures 16B à 16D). Les séquences sédimentaires observées semblent généralement indiquer que l'invasion marine s'est amorcée au contact de la marge glaciaire. La plupart présentent des sédiments glaciomarins argileux surmontés par des faciès marins régressifs, comme des sables d'exondation. Cette séquence est typiquement recoupée par des sédiments interprétés comme d'origine juxtaglaciaire ou d'épandage. Cette association de dépôts glaciomarins et fluvioglaciaires semble attester de la proximité de la marge lors des phases initiales de l'invasion marine.

Cette interprétation est particulièrement fondée dans la partie aval de certains grands corridors fluvioglaciaires qui se jetaient directement dans la Mer d'Iberville. L'eau de fonte associée à certains eskers de la vallée de la rivière à la Baleine est effectivement à l'origine de la construction d'importants complexes deltaïques là où ils débouchaient dans la mer (figure 17E).

Limite marine dans la vallée de la rivière George

L'invasion marine a été plus confinée dans la portion est de la région d'étude, en raison notamment de la configuration de la partie aval de la vallée de la rivière George qui est très encaissée avec des falaises rocheuses pouvant atteindre une centaine de mètres de hauteur. La proximité des eaux marines et du substrat rocheux ainsi que l'absence de matériel à remanier ont grandement diminué les enregistrements morphologiques permettant de caractériser l'extension de la Mer d'Iberville dans ce secteur. Cette situation explique pourquoi les enregistrements sédimentaires associés à l'invasion marine sont uniquement reconnus à l'extrémité septentrionale de la vallée. De plus, l'élévation de la limite maximale est moins importante dans ce secteur en raison du gauchissement isostatique. Celle-ci semble avoir atteint 95 à 100 m, ce qui est cohérent avec les observations existantes (Allard *et al.*, 1989). Les rares coupes stratigraphiques examinées indiquent que l'invasion marine dans le secteur de la rivière George a été moins influencée par les eaux de fonte en provenance d'une marge glaciaire. Les enregistrements stratigraphiques indiquent une séquence régressive normale de dépôts glaciomarins caractérisée par des argiles marines surmontées par une succession de faciès régressifs et de sables littoraux (figures 16E et 17F).

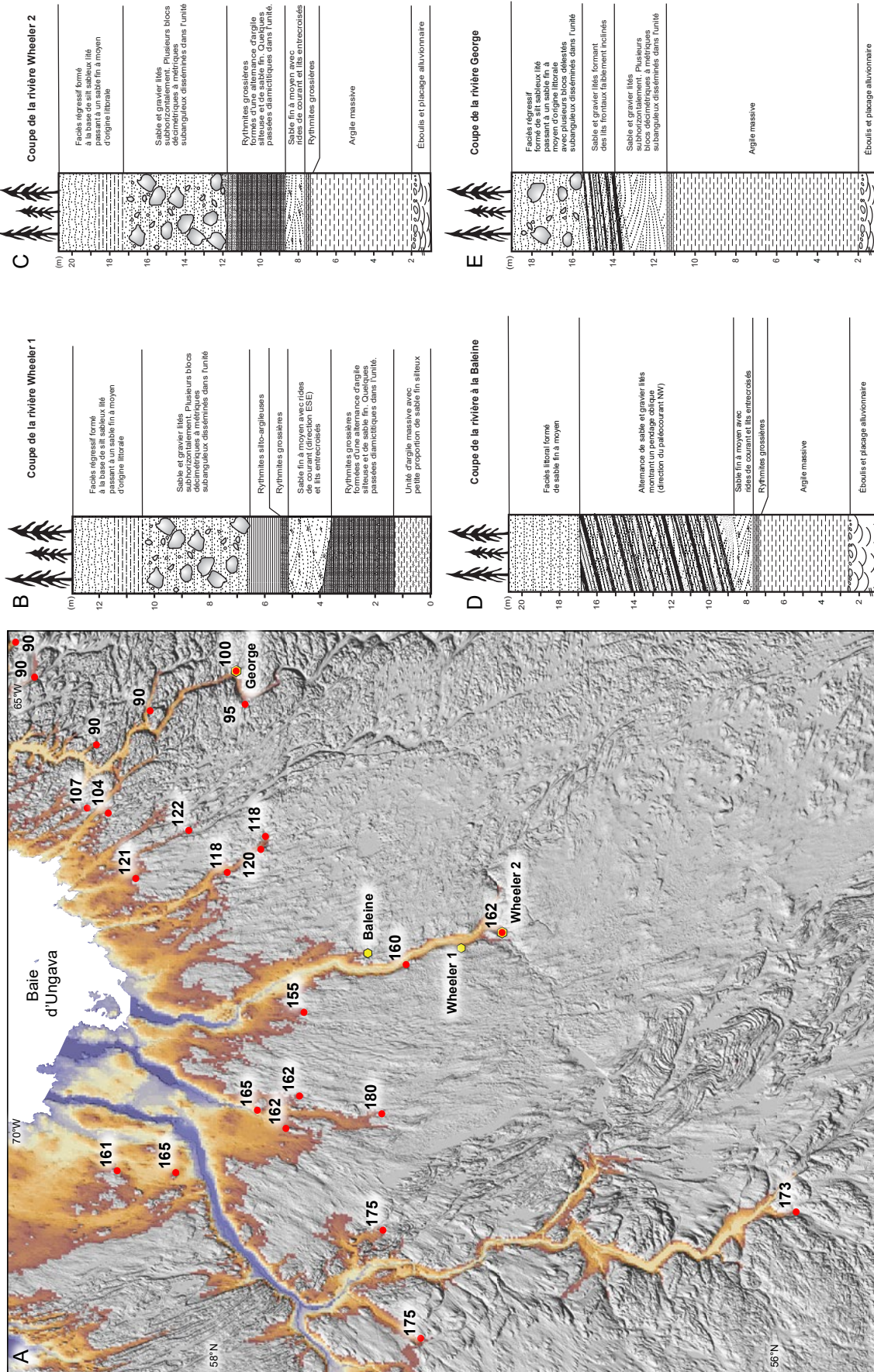


FIGURE 16 – A) Modélisation de l'extension maximale de la Mer d'Iberville dans les basses terres de la baie d'Ungava. Les points rouges représentent les sites cartographiés qui ont servi à déterminer la limite maximale de l'invasion marine et à modéliser la paléosurface glaciomarine. Les points jaunes localisent les coupes stratigraphiques. Le fond de carte provient du CDEM. B) Coupe stratigraphique 1 le long de la rivière Wheeler montrant les faciès cartographiés associés à la Mer d'Iberville et sa régression. C) Coupe stratigraphique 2 le long de la rivière Wheeler. D) Coupe stratigraphique 1 le long de la rivière George. E) Coupe stratigraphique 2 le long de la rivière George.

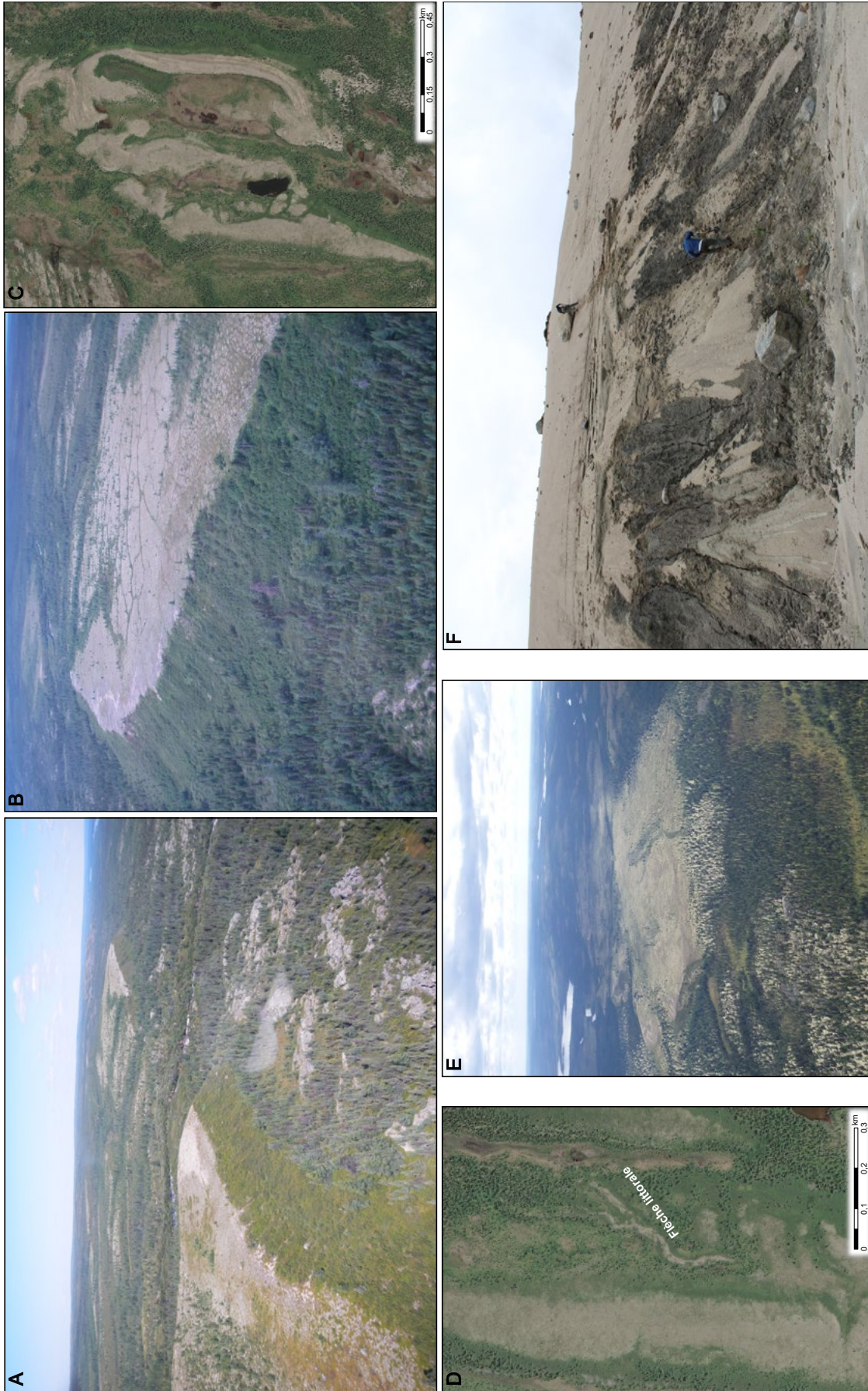


FIGURE 17 – A et B) Terrasses glaciomarines dans la vallée de la rivière à la Baleine marquant la limite maximale de la Mer d'Iberville. C) Forme fuselée dont les flancs ont été remaniés par l'action littorale de la Mer d'Iberville. D) Flèche littorale construite sur les flancs d'une forme fuselée. E) Delta juxtaplacéaire mis en place en contexte glaciomarin. F) Argiles massives glaciomarines surmontées par des faciès littoraux témoignant de la régression de la Mer d'Iberville.

CHAPITRE 4 - DYNAMIQUE GLACIAIRE, CONDITIONS BASALES ET TRANSPORT SÉDIMENTAIRE

Séquence des écoulements glaciaires et chronologie relative

Plusieurs centaines de marques d'érosion glaciaire (cannelures, stries, roches moutonnées, etc.) ont été mesurées dans la région d'étude. Cinq principaux mouvements ont ainsi été mis en évidence en fonction des orientations et relations de recoupement observées.

Le mouvement le plus ancien de direction NE a été principalement identifié dans la partie NE de la région, un secteur caractérisé par des champs de blocs et des *felsenmeers* (flèches noires sur la figure 18). La surface des affleurements qui ont préservé ce mouvement est généralement altérée et les marques d'érosion reconnues sont mal définies et de piètre qualité. Les évidences de ce mouvement semblent être confinées à un secteur situé à l'est de la vallée de la rivière George.

Ce premier mouvement est recoupé par un deuxième écoulement vers le NE à ENE (flèches pourpres sur la figure 18). Les indices de ce mouvement ont été observés depuis l'extrémité est de la région et jusque dans l'axe de la vallée de la George. En plus des stries et des cannelures, des roches moutonnées et des *crag-and-tails* associés à ce mouvement ont été identifiés dans le secteur de la rivière Falcoz. Un troisième mouvement orienté W à WNW a été reconnu dans le secteur de la vallée de la rivière George ainsi qu'à l'ouest de celle-ci, jusqu'à la partie centrale de la région à l'étude (flèches vertes sur la figure 18). Près de la vallée de la rivière George, ce mouvement recoupe de façon évidente le mouvement NE (mouvement 2) et montre une direction d'écoulement opposée. Ce troisième écoulement a également généré des morphologies orientées (*crag-and-tails*, drumlins, formes fuselées, etc.).

Au SE, ce système d'écoulements opposés est nettement recoupé par un quatrième mouvement associé à un train de dispersion bien défini d'orientation ENE (mouvement 4 indiqué par des flèches orange sur la figure 18). Cet écoulement est circonscrit à un corridor de près de 40 km de largeur et de plus de 70 km de longueur associé à l'activité du courant de glace de Strange Lake.

Le cinquième et dernier mouvement de direction NW à NNW a profondément marqué la partie occidentale de la région (flèches bleues sur la figure 18). L'érosion associée à cet écoulement semble avoir complètement oblitéré les mouvements antérieurs, sauf en quelques endroits où des recoupements francs entre ces marques et celles reliées au mouvement précédent (W à WNW) sont bien visibles. De plus, l'organisation et les caractéristiques des formes glaciaires cartographiées (drumlins, drumlinoïdes, *crag-and-tails*) suggèrent une mise en place par un écoulement de forte vélocité dans un contexte de courant de glace. Les légères inflexions dans les directions d'écoulement, de même que les

relations de recoupement observées sur certains affleurements, semblent indiquer la présence d'au moins deux épisodes de crue glaciaire.

Résultats des mesures de la fabrique des tills dans les coupes des rivières à la Baleine et Chaumaux

Deux études de la fabrique des tills ont été réalisées dans deux coupes stratigraphiques situées le long de la rivière à la Baleine qui exposent deux unités glaciaires séparées respectivement par une séquence fluvioglaciaire et un niveau sableux (figures 6A et 6B). Les résultats obtenus permettent de mieux comprendre la séquence des écoulements glaciaires.

Mark (1974) a décrit quatre types de fabrique de till associés à divers processus glaciaires. Chacun de ces types de fabrique est associé à des environnements glaciaires et à des conditions de mise en place particuliers :

- Type A : plan A-B subhorizontal et axe A parallèle à l'écoulement glaciaire;
- Type B : plan A-B à pendage vers l'amont glaciaire et axe A parallèle à l'écoulement glaciaire;
- Type C : plan A-B à pendage vers l'amont glaciaire et axe A perpendiculaire à l'écoulement glaciaire;
- Type D : plan A-B subhorizontal et axe A perpendiculaire à l'écoulement glaciaire.

Dans le cadre de ce projet, la direction et le plongement de l'axe A (longueur) et B (largeur) de 30 clastes ont été mesurés pour classer la fabrique en fonction de ces différents types. Dans le cas du till inférieur de la coupe de la rivière à la Baleine (figure 6A, stéréogramme du bas), les données indiquent une fabrique de type A avec des plans A-B subhorizontaux et des axes A parallèles à l'écoulement glaciaire. La direction moyenne des axes A est de 203° avec un plongement moyen de 10° vers le NNE, ce qui semble suggérer une mise en place par un écoulement vers NNE ou le SSW. Compte tenu des autres données sur les mouvements glaciaires, cette fabrique indique probablement un écoulement vers le NNE. En effet, un écoulement vers le SSW impliquerait une glace en provenance du centre de dispersion de Foxe-Baffin (plus au NW), ce qui n'est appuyé par aucune observation réalisée dans le cadre de ce projet ou provenant de la littérature. Les directions d'écoulement reconnues sont globalement du sud vers le nord ou en provenance de l'ouest, même dans le cas des mouvements plus anciens.

Les résultats pour le till de surface suggèrent une fabrique de type B (figure 6A, stéréogramme du haut) avec des plans A-B à pendage vers l'amont et des axes A parallèles à l'écoulement glaciaire. Les mesures des axes A donnent une direction moyenne de 9°, suggérant un écoulement globalement vers le N, cohérent avec les marques d'érosion et les morphologies de surface répertoriées de ce secteur (mouvement 5; figure 18).

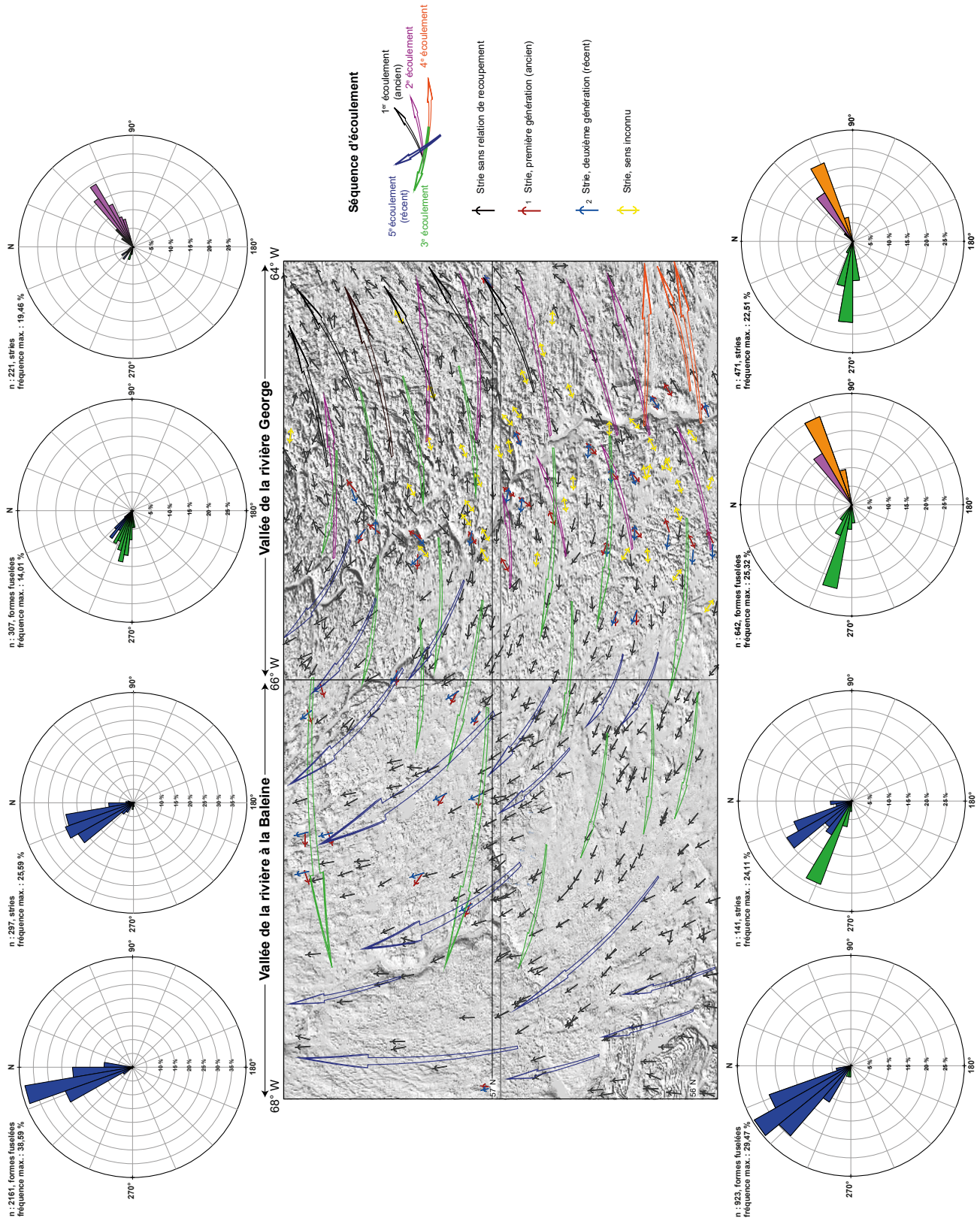


FIGURE 18 – Séquence des écoulements glaciaires répertoriés dans la région d'étude. Les diagrammes en rose présentent la direction et la fréquence maximale des écoulements déterminés par les stries et les formes fuselées pour chacun des feuillets cartographiés. Le fond de carte provient du CDEM. Modifiée de Dubé-Loubert *et al.* (2021).

D'autres mesures de fabrique ont été réalisées dans une coupe le long de la rivière Chaumaux qui expose une séquence de till de près de 16 m de puissance (figure 6B). Les évidences démontrant l'existence de deux unités glaciaires dans cette coupe sont plutôt subtiles. On observe à la base un till à matrice sablo-silteuse beige avec des clastes anguleux décimétriques à centimétriques (environ 8 m de la surface) qui passe vers la surface à un till à matrice noirâtre plus silteuse contenant des clastes centimétriques. La transition entre ces deux unités semble être soulignée par des niveaux silto-sableux rythmés et des passages plus sableux.

Les mesures de fabrique réalisées dans l'unité inférieure de la rivière Chaumaux montrent une distribution très homogène des axes A et des pôles des plans A-B (type A; figure 6B, stéréogramme du bas) qui suggère une direction des glaces vers le WNW (moyenne de l'axe A : 278°). Les résultats dans le till supérieur (à 3 m de la surface) sont plus hétérogènes (figure 6B; stéréogramme du haut), mais semblent aussi indiquer la présence d'un till de placage (type A) et une direction des glaces du SSE vers le NNW (moyenne de l'axe A : 342°). Ces résultats sont cohérents avec la chronologie relative des écoulements définie à partir des marques d'érosion qui suggère un mouvement ancien grossièrement vers l'ouest (mouvement 4; figure 18) passant à un écoulement régional globalement vers le nord (mouvement 5; figure 18). De plus, ils semblent confirmer l'existence de deux unités glaciaires distinctes au sein de la coupe.

Variations des conditions sous-glaciaires et quantification du transport

La région à l'étude présente une variété d'unités morphosédimentaires (chapitre « Architecture et caractéristiques des unités morphosédimentaires des basses terres de la baie d'Ungava »). Cette diversité de types de dépôts et des formes associées peut être interprétée comme le résultat de l'évolution complexe des conditions sous-glaciaires au cours du dernier cycle glaciaire. En caractérisant ces conditions, il devient ainsi possible de quantifier l'importance du transport glaciaire dans la région.

L'évaluation des distances de transport parcourues par le matériel arraché au socle rocheux pour former les sédiments glaciaires et fluvioglaciaires est une question importante pour la prospection glaciocédimentaire. La morphologie des trains de dispersion glaciaire ou fluvioglaciaire varie en fonction de plusieurs paramètres (McClenaghan et Paulen, 2018) :

- la dynamique glaciaire (conditions sous-glaciaires, vitesse d'écoulement, température basale, etc.);
- l'environnement de transport et de déposition (transport sous-glaciaire, intraglaciaire ou supraglaciaire, etc.);
- la nature (compétence) des roches sources et des minéraux indicateurs recherchés.

En effet, la recherche de la source des grains d'or dans les environnements anciennement englacés se limite généralement à quelques kilomètres, alors que pour les minéraux kimberlitiques, le transport peut dépasser la centaine de kilo-

mètres (Averill, 2017). Dans la présente étude, l'importance du transport des dépôts glaciaires a été évaluée en combinant l'analyse des faciès sédimentaires et des morphologies de surface à l'utilisation d'un indice d'altération. Cet indice, le CIA (*Chemical index of alteration*; Nesbitt et Young, 1982), permet de mesurer le degré d'érosion glaciaire afin d'estimer l'importance du transport dans un secteur donné. Dans le cas des dépôts fluvioglaciaires, les caractéristiques morphologiques et la composition des segments d'esker ont été employées à cette fin.

Évaluation du transport glaciaire

Les analyses géochimiques réalisées sur la fraction fine (< 63 µm, n = 1039) de la matrice des tills ont été utilisées pour calculer le CIA (figure 19A). Cet indice traduit l'intensité des processus d'altération susceptibles d'affecter une roche de la croûte supérieure dont la composition s'apparenterait à une granodiorite, c.-à-d. 21 % de quartz, 41 % de plagioclase et 21 % de feldspath potassique. De cet assemblage, les feldspaths sont de loin les minéraux les plus sensibles à l'altération superficielle. Conséquemment, les processus d'altération de la croûte supérieure sont principalement liés à la dégradation des feldspaths et à la formation de minéraux argileux (Nesbitt et Young, 1982). Les ions calcium, sodium et potassium des feldspaths sont généralement libérés lors de la météorisation, entraînant ainsi la formation de minéraux alumineux.

Le CIA permet donc d'évaluer le degré d'altération d'une lithologie et se calcule de la façon suivante :

$$\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] * 100$$

où les rapports sont exprimés en proportion molaire et le CaO est associé uniquement aux roches silicatées.

Le CIA a été utilisé avec succès dans un grand nombre d'études portant notamment sur des sédiments du Pléistocène (Roy *et al.*, 2004; Refsnider et Miller, 2010). La prémisse qui sous-tend l'utilisation de cet indice dans les environnements englacés est que l'érosion est très faible ou pratiquement nulle dans les contextes de régime de glace à base froide, en comparaison avec un régime de glace à base chaude où elle peut être beaucoup plus importante. Conséquemment, les dépôts glaciaires des régions de glace à base froide devraient refléter une plus grande exposition à l'altération et donc un contenu en produits d'altération et en minéraux argileux plus important. Dans le cas des régions à base chaude, la dynamique de la glace est telle que des dépôts sont constamment remobilisés et réhomogénéisés par les divers écoulements et la production de matériau frais (peu ou non altéré). En somme, les dépôts prélevés dans des secteurs de glace non érosive (base froide) devraient donner des valeurs de CIA plus élevées que dans les secteurs dynamiques (base chaude). De plus, en supposant que les valeurs de CIA traduisent le degré d'érosion et/ou les conditions sous-glaciaires, ces valeurs peuvent aussi

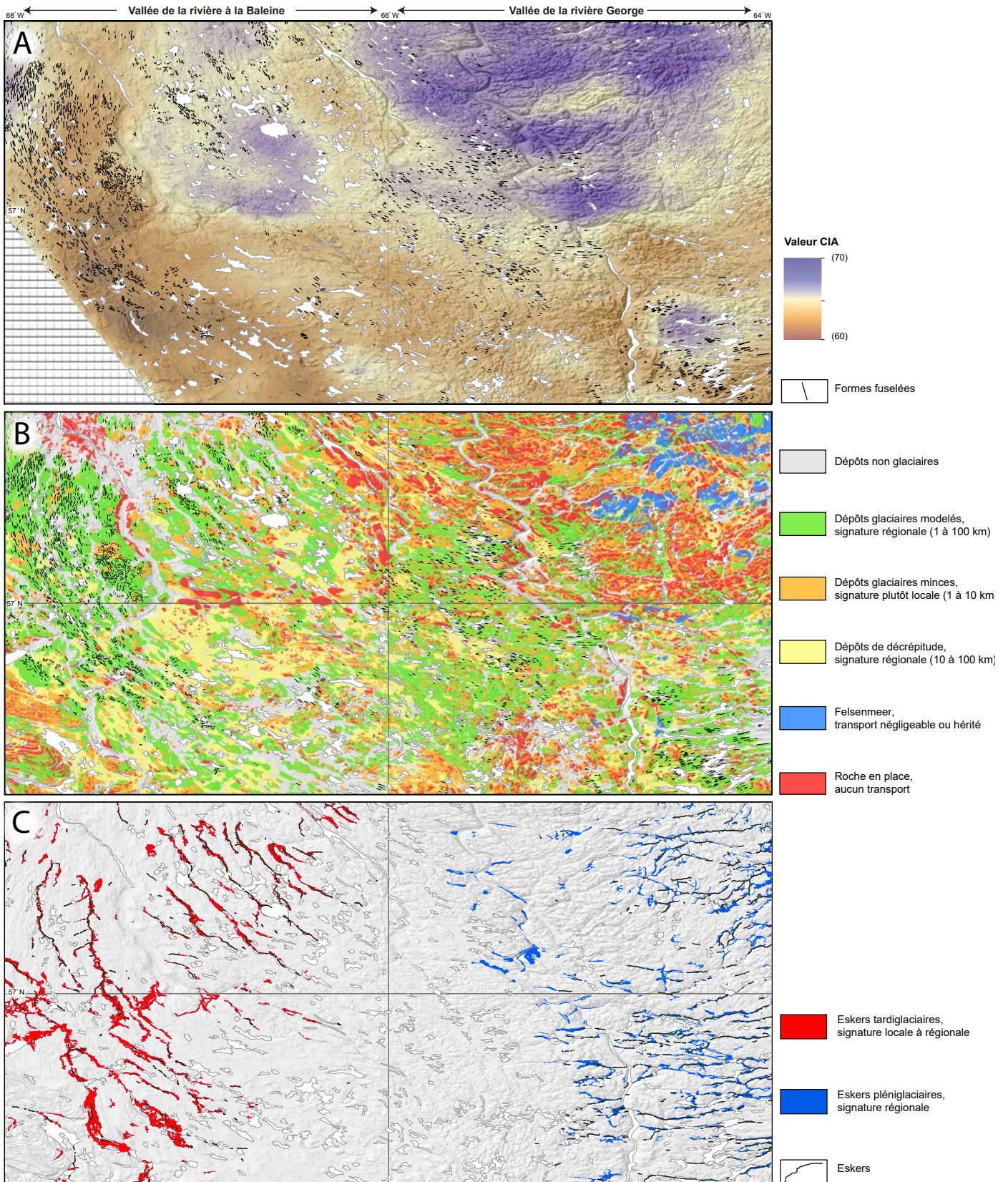


FIGURE 19 – A) Interpolation des valeurs de CIA du till (modifiée de Dubé-Loubert *et al.*, 2021). B) Cartographie des conditions sous-glaciaires interprétées d’après la nature des dépôts et les morphologies de surface, les faciès sédimentaires et les valeurs de CIA. C) Distance de transport dans les constructions fluvioglaciaires en fonction de leurs caractéristiques morphologiques.

refléter ou être interprétées comme une approximation de l'importance du transport :

- CIA élevé, faible transport;
- CIA faible, transport plus important.

Dans la région d'étude, les valeurs de CIA les plus élevées sont confinées au secteur NE où la surface est caractérisée par des felsenmeers et du roc altéré, renforçant l'hypothèse d'une faible érosion/transport à cet endroit (figure 19A). À l'inverse, les résultats les plus faibles sont situés à proximité des corridors de courant de glace et/ou dans les secteurs dominés par du till frais et des formes fuselées. À noter que ces valeurs ne sont pas fiables dans la partie SW de la région en raison de la présence de roches carbonatées associées à la Fosse du Labrador. Bien que les valeurs de CIA ne soient pas directement corrélées aux distances de transport, elles viennent corroborer les observations réalisées à partir des dépôts et des morphologies de surface et permettent d'évaluer leur importance.

Les distances relatives de transport ont été déterminées à partir des types de dépôts et des morphologies cartographiés en association avec les valeurs de CIA (figure 19B). Les secteurs caractérisés par du till en couverture continue (Tc), dont la surface a été modelée par les écoulements, ont été associés à une dispersion glaciaire régionale et un transport important, potentiellement de l'ordre de 1 à 100 km (en vert sur la carte de la figure 19B). Dans les zones montrant une couverture mince ou non continue, la composition de la fraction grossière des dépôts glaciaires est généralement dominée par les lithologies locales. On considère que le transport glaciaire dans ces zones serait de l'ordre de 1 à 10 km (en orange sur la figure 19B). Le till serait principalement d'origine locale, bien que du matériel allochtone puisse aussi être présent, ce qui peut complexifier le traçage des sources et l'évaluation des distances de transport relatives.

Les distances relatives de transport dans les zones de décrépitude glaciaire ou formées de till de fusion sont plus difficiles à estimer. Les dépôts cartographiés dans ces zones (en jaune sur la figure 19B) sont caractérisés par du matériel lâche, généralement sableux, avec une proportion importante de blocs. Il s'agit de sédiments transportés potentiellement par une combinaison de mécanismes sous-glaciaires, intraglaciers ou, plus rarement, supraglaciers qui ont été délestés lors de la fonte de la calotte résiduelle. Les affleurements localisés dans ces zones montrent un poli glaciaire relativement bien développé, suggérant une dynamique glaciaire active préalable à la mise en place du matériel de fusion. Ainsi, le transport de ces dépôts est interprété comme relativement important (10 à 100 km) avec une signature plutôt régionale.

Les felsenmeers (en bleu sur la figure 19B) sont généralement considérés comme de nature locale puisque la compo-

sition lithologique de la plupart de blocs de ces ensembles sédimentaires est monogénique, ce qui indique une gélifraction *in situ*. Les quelques rares erratiques observés dans ces secteurs pourraient indiquer un transport glaciaire antérieur ou hérité d'événements anciens. Quoiqu'il en soit, le transport dans ces zones est généralement considéré comme négligeable et donne un aperçu du substratum rocheux local.

Évaluation du transport fluvioglaciaire

Les dépôts fluvioglaciaires associés aux eskers sont généralement interprétés comme ayant subi un transport important, car le bassin de drainage sous-glaciaire qui a fourni le matériel granulaire couvre une grande superficie. Dans une perspective d'évaluation du potentiel minéral, ils sont généralement interprétés comme offrant un aperçu régional de la nature du socle.

Le développement d'un esker est lié au gradient hydraulique à la semelle du glacier qui dépend lui-même d'une multitude de facteurs tels que l'épaisseur et la topographie de la colonne de glace (poids) ou encore l'importance de la superficie du bassin sous-glaciaire nourrissant le tunnel principal (Shreve, 1972; Syverson *et al.*, 1994; Storrar *et al.*, 2014). Plus la pression hydraulique basale sera forte, plus l'eau de fonte sera capable de surcreuser des tunnels dans la glace, lesquels pourront ensuite se remplir de matériel détritique. Ce processus a pour résultat la mise en place de sédiments triés à l'intérieur de crêtes bien arquées et de dimensions importantes. Inversement, une crête d'esker de faible dimension ou discontinue suggère une faible pression basale. Ainsi, les caractéristiques dimensionnelles des ensembles d'eskers de la région permettent d'évaluer les profils de surface de la glace et l'âge relatif de leur formation. Qui plus est, les dimensions des eskers nous renseignent donc aussi sur l'importance du transport subit par les sédiments avant leur mise en place.

Les eskers de la région ont été classés en deux catégories en fonction de leurs caractéristiques morphologiques (figure 19C). Le groupe d'eskers situé à l'est de la zone d'étude (en bleu sur la figure 19C) est constitué de constructions de taille importante. Ils sont interprétés comme ayant été mis en place à un moment où l'épaisseur de la glace était considérable, soit lors des premiers stades de la déglaciation. Leurs caractéristiques suggèrent donc un transport important des sédiments dont la composition reflète la nature du socle à l'échelle régionale. Par opposition, le groupe d'eskers à l'ouest de la zone est formé de constructions de plus faibles dimensions présentant une moindre continuité (en rouge sur la figure 19C). Ceux-ci sont donc interprétés comme tardiglaciaires et formés de sédiments d'origine probablement plus locale, bien qu'une composante distale soit forcément présente.

CHAPITRE 5 - CONTRAINTES GÉOCHRONOLOGIQUES ET RECONSTRUCTION DU SECTEUR LQ DE L'INLANDSIS LAURENTIDIEN

L'une des principales difficultés qui entravent la compréhension de l'histoire glaciaire d'une région demeure la rareté de repères géochronologiques fiables en dehors des secteurs envahis par les mers post-glaciaires et/ou dépourvus de dépôts organiques. Pour les secteurs situés dans les parties centrales de l'inlandsis, cette contrainte s'avère particulièrement gênante. Ces difficultés peuvent être surmontées en partie par l'utilisation des datations par isotopes cosmogéniques (^{10}Be).

Dans le cadre de ce projet, l'acquisition de données géochronologiques à l'aide d'isotopes cosmogéniques poursuivait plusieurs buts :

- étendre l'application de cette méthode à de nouvelles morphologies de surface, soit les lignes de rivage du Lac Naskaupi ainsi qu'à des deltas de contact de glace;
- évaluer le rôle des lacs glaciaires de la région lors des importants épisodes de refroidissement de l'Holocène;
- fournir des contraintes géochronologiques fiables et raffiner le cadre chronologique régional dans un secteur clé de l'Inlandsis laurentidien;
- améliorer la compréhension de l'organisation spatiale des ensembles morphosédimentaires associés à la HIZ.

Datation des rivages et des constructions de vidange du Lac Naskaupi

L'histoire du Lac Naskaupi étant intimement liée à l'évolution de retrait de la marge glaciaire, les datations au ^{10}Be des formes associées devraient d'abord permettre de nous renseigner sur son développement, mais également d'estimer la position de la marge glaciaire lors des phases en question. En datant les rivages les mieux développés (donc associés aux phases les plus longues) dans chacun des secteurs, nous pouvons ainsi estimer la durée globale de cette étendue d'eau. Quatre sites (figure 11) ont été ciblés pour mieux retracer l'histoire du Lac Naskaupi : deux rivages associés à la phase N2 dans le secteur du lac de la Hutte Sauvage (figures 14D et 20A) et deux associés à la phase PH3 dans le secteur des Pyramides (figures 14D et 20B). Pour chacun des sites, quatre blocs ont été sélectionnés et leur surface a été échantillonnée (figure 20C). De plus, une construction témoignant d'un épisode de vidange (Pinkflood) de ce plan d'eau a également été datée (quatre blocs) (figures 20D, 20E et 20F).

Datation de deltas glaciomarins

La datation au ^{10}Be des deltas juxtaglaciaires permet d'estimer l'âge de l'invasion marine du secteur, mais également d'évaluer l'âge des eskers les ayant nourris (âge minimal). L'âge de mise en place de ces formes de terrain est d'ailleurs

au cœur des polémiques touchant l'âge et la signification glaciodynamique de la HIZ. Deux deltas (figure 11) ont donc été échantillonnés à raison de quatre et cinq blocs par construction afin de déterminer leur âge de formation.

Résultats et interprétation

Les résultats obtenus sur les 21 échantillons provenant des rivages et des constructions de vidange du Lac Naskaupi (tableau 3) sont cohérents entre eux et avec le cadre chronologique régional (Dalton *et al.*, 2023). Les concentrations en ^{10}Be obtenues et les âges calculés sont relativement homogènes. Seuls deux blocs (13HDL04-09 et 14HDL-PF-03) ont produit des résultats considérés comme incohérents ($14,7 \pm 0,3$ ka et $9,9 \pm 0,2$ ka; tableau 3) pour lesquels un signal hérité d'une exposition antérieure a probablement été mesuré.

Les résultats de datation par ^{10}Be obtenus pour les lignes de rivage du Lac Naskaupi dans les secteurs du lac de la Hutte Sauvage (huit blocs) et des Pyramides (sept blocs) sont similaires (tableau 3) avec des âges moyens respectifs de $7,9 \pm 0,2$ a et $8,0 \pm 0,2$ ka. De plus, les résultats obtenus pour le Pinkflood (quatre blocs) sont également cohérents avec un âge moyen de $8,2 \pm 0,2$ ka.

L'analyse de ces résultats permet de dégager quelques conclusions. Les âges des quatre sites de rivage datés se chevauchent et sont statistiquement identiques. Considérant que les deux phases datées (N2 et PH3) sont interprétées comme les plus longues en raison de la qualité de développement des lignes de rivage, l'existence de ce plan d'eau a donc été relativement de courte durée. La meilleure approximation de l'âge de ce lac est conséquemment la moyenne de tous les blocs datés, soit $8,0 \pm 0,2$ ka.

Comme le drainage du Lac Naskaupi et l'apport en eau de fonte au système océanique qui en a résulté a commencé durant cette période, comme suggéré par l'âge du Pinkflood, il est permis de croire que cette vidange a pu contribuer à l'épisode d'afflux d'eau douce ayant mené au refroidissement majeur de l'Holocène connu sous le nom « d'événement de 8,2 ka » (Barber *et al.*, 1999; Ellison *et al.*, 2006; Thomas *et al.*, 2007). Par ailleurs, cet épisode est probablement contemporain au drainage de la plupart des autres lacs glaciaires du Nord québécois. Bien que de dimension modeste en comparaison avec le Lac Agassiz-Ojibway dont le drainage est généralement identifié comme principale cause de l'événement de 8,2 ka (Kleiven *et al.*, 2008; Clarke *et al.*, 2009), les lacs glaciaires de l'Ungava sont situés à proximité des zones critiques de formation des masses d'eau froide et ont donc pu contribuer de manière non négligeable à l'apport en eau de fonte (Dubé-Loubert *et al.*, 2018; Lefebvre-Fortier *et al.*, 2024).



FIGURE 20 – A) Lignes de rivage échantillonnées pour les datations par isotope cosmogénique (^{10}Be), secteur du lac de la Hutte Sauvage. B) Lignes de rivage échantillonnées pour les datations par isotope cosmogénique (^{10}Be), secteur des Pyramides. C) Exemple des blocs délestés sur les rivages échantillonnés pour datation. D) Construction de drainage (Pinkflood) marquant un épisode de vidange du Lac Naskaupi datée par isotope cosmogénique (^{10}Be). E) Vue au sol de la surface du Pinkflood montrant les barres alluviales constituées de blocs métriques, subarrondis et imbriqués. F) Vue rapprochée des blocs subarrondis et imbriqués formant la surface du Pinkflood.

Dans le cas des deltas glaciomarins, les concentrations en ^{10}Be obtenues et les âges calculés sont également cohérents entre eux avec un seul résultat (14HDL-B-08) considéré comme aberrant ($13,2 \pm 0,4$ ka; tableau 3). Les âges moyens des deux deltas (sites 14HDL-A et 14HDL-B) sont semblables à $8,0 \pm 0,3$ ka. Ces âges correspondent donc à l'invasion marine dans ce secteur et permettent de confirmer l'âge tardiglaciaire des eskers les ayant nourris. Par extension, ces résultats confirment un âge récent pour les formes convergentes situées

au nord de la HIZ, réfutant les modèles les associant à des formes reliques préservées sous des conditions de glace à base froide (Kleman *et al.*, 1994). La HIZ et les formes associées seraient la manifestation d'un contrôle topographique sur les écoulements glaciaires à une époque tardive au cours du dernier cycle glaciaire (Dubé-Loubert *et al.*, 2021). En effet, ces éléments épousent presque parfaitement la limite sud du bassin versant des basses terres de l'Ungava, ce qui corrobore un modèle de capture (voir la section « Dynamique glaciaire

et enregistrements morphosédimentaires du secteur LQ») et permet d'expliquer l'âge et l'organisation des ensembles morphosédimentaires de part et d'autre de cette frontière glaciodynamique.

La figure 21 schématise l'évolution du retrait de la marge glaciaire dans la région d'étude, la formation des lacs pro-glaciaires ainsi que l'invasion marine en fonction des âges obtenus dans la présente étude et des isochrones de déglaciation de Dalton *et al.* (2023).

À la lumière des résultats obtenus, l'application de la datation cosmogénique à de nouveaux types de morphologie

de surface, en particulier aux rivages glaciolacustres, ouvre de toutes nouvelles perspectives dans la compréhension du secteur LQ, mais aussi pour le reste du territoire couvert par l'Inlandsis laurentidien. Considérant le chapelet de lacs de barrage glaciaire ayant ceinturé le pourtour de la baie d'Ungava au cours de la dernière déglaciation, leur datation pourrait, à terme, permettre de mieux caractériser leur évolution et circonscrire le retrait de la marge laurentidienne.

TABLEAU 3 - Localisation et résultats des datations au ^{10}Be . Les données surlignées sont considérées comme aberrantes

No d'échantillon	Construction datée	Estant	Nordant	Zone UTM	Élévation (m)	LSNd $\pm 1 \sigma$ (ka) ¹	1 σ (%)
13HDL-01-01	Niveau-Pyramides	363021	6375488	20	19	7,8 $\pm 0,3$	3,85
13HDL-01-05	Niveau-Pyramides	362981	6375472	20	400	7,9 $\pm 0,2$	2,53
13HDL-01-08	Niveau-Pyramides	362964	6375449	20	397	7,8 $\pm 0,2$	2,56
13HDL-01-09	Niveau-Pyramides	362983	6375458	20	398	7,6 $\pm 0,2$	2,63
13HDL-04-05	Niveau-Pyramides	367972	6370762	20	398	7,7 $\pm 0,3$	3,9
13HDL-04-06	Niveau-Pyramides	367939	6370777	20	397	9,0 $\pm 0,2$	2,22
13HDL-04-07	Niveau-Pyramides	367939	6370775	20	396	8,3 $\pm 0,2$	2,41
13HDL-04-09	Niveau-Pyramides	367932	6370779	20	396	14,7 $\pm 0,3$	2,04
13HDL-06-01	Niveau-Hutte Sauvage	394938	6237561	20	478	7,9 $\pm 0,2$	2,53
13HDL-06-03	Niveau-Hutte Sauvage	394926	6237568	20	476	8,5 $\pm 0,2$	2,35
13HDL-06-05	Niveau-Hutte Sauvage	394918	6237600	20	477	8,6 $\pm 0,3$	3,49
13HDL-06-06	Niveau-Hutte Sauvage	394911	6237626	20	481	7,5 $\pm 0,2$	2,67
13HDL-07-03	Niveau-Hutte Sauvage	394265	6274322	20	463	7,7 $\pm 0,3$	3,89
13HDL-07-04	Niveau-Hutte Sauvage	394260	6274311	20	462	7,6 $\pm 0,3$	3,95
13HDL-07-08	Niveau-Hutte Sauvage	394272	6274294	20	461	7,5 $\pm 0,2$	2,67
13HDL-07-10	Niveau-Hutte Sauvage	394259	6274294	20	461	8,2 $\pm 0,2$	2,44
14HDL-PF-02	Drainage	363014	6331602	20	376	7,8 $\pm 0,2$	2,56
14HDL-PF-03	Drainage	362995	6331277	20	375	9,9 $\pm 0,2$	2,02
14HDL-PF-05	Drainage	362995	6331328	20	377	8,2 $\pm 0,2$	2,44
14HDL-PF-06	Drainage	362991	6331328	20	376	8,3 $\pm 0,2$	2,41
14HDL-PF-R-02	Drainage	359588	6329304	20	415	8,5 $\pm 0,2$	2,35
14HDL-A-06	Delta glaciomarin	633349	6422522	19	117	7,0 $\pm 0,4$	5,71
14HDL-A-07	Delta glaciomarin	633349	6422541	19	118	8,4 $\pm 0,2$	2,38
14HDL-A-08	Delta glaciomarin	633411	6422536	19	112	8,6 $\pm 0,2$	2,33
14HDL-A-09	Delta glaciomarin	633518	6422467	19	122	8,4 $\pm 0,2$	2,38
14HDL-A-10	Delta glaciomarin	633562	6422340	19	122	7,8 $\pm 0,3$	3,85
14-HDL-B-01	Delta glaciomarin	643345	6408010	19	127	8,3 $\pm 0,2$	2,41
14-HDL-B-04	Delta glaciomarin	643472	6408049	19	124	7,7 $\pm 0,3$	3,9
14-HDL-B-06	Delta glaciomarin	643516	6408046	19	121	7,9 $\pm 0,3$	3,8
14-HDL-B-08	Delta glaciomarin	643592	6408064	19	120	13,2 $\pm 0,4$	3,03

1 : Lifton-Sato-Dunai normalized

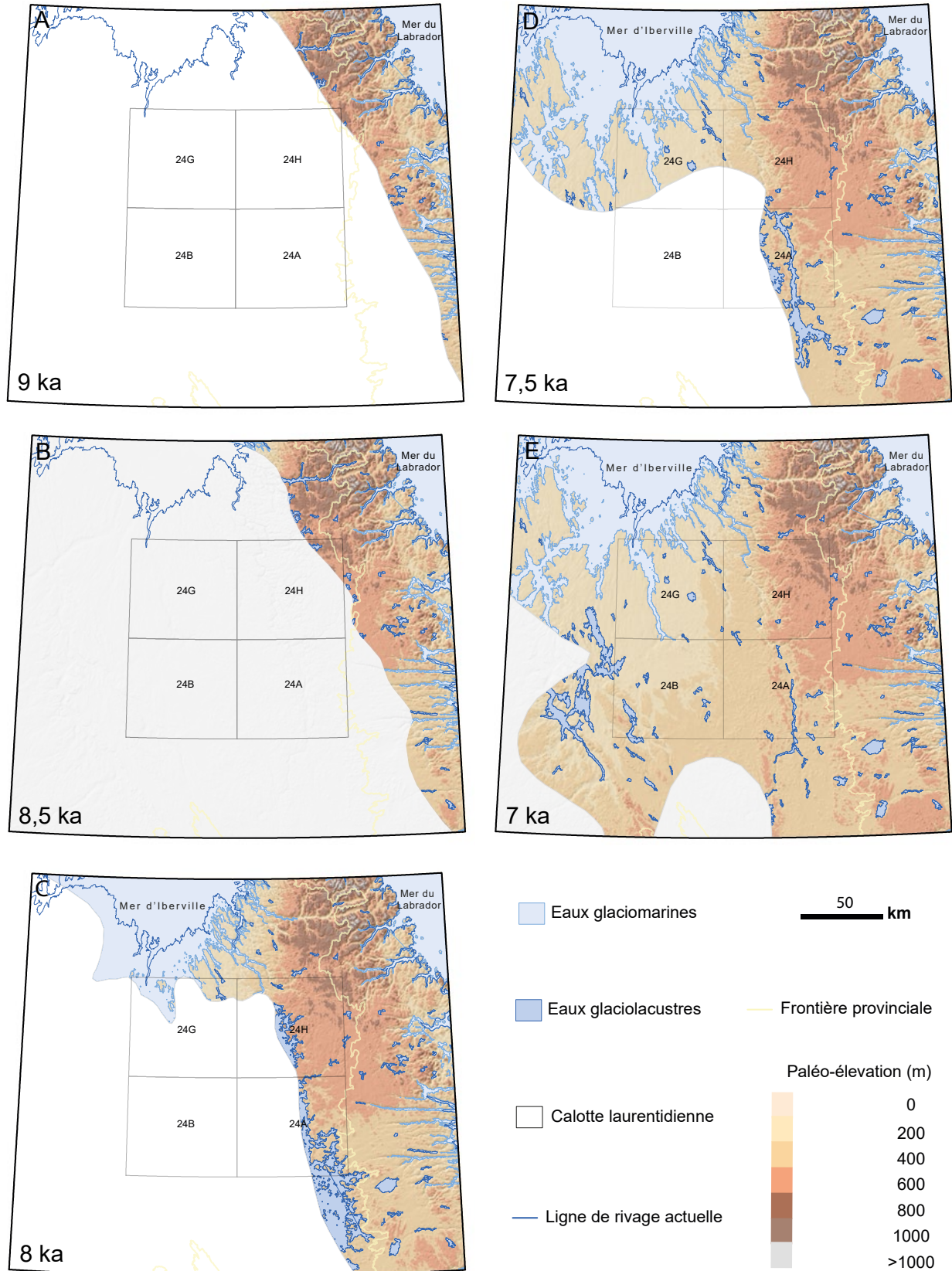


FIGURE 21 – Évolution de retrait de la marge glaciaire définie à partir des données chronologiques obtenues dans le cadre de ce projet, des isochrones de Dalton *et al.* (2023) et des surfaces associées au rebond isostatique à travers le temps (Godbout *et al.*, 2023). A) Situation vers 9 ka. B) Début de la formation de lacs glaciaires précoces coincés entre les monts Torngat et la marge glaciaire vers 8,5 ka. C) Formation du Lac Naskaupi vers 8 ka. D) Configuration de la marge glaciaire et du Lac Naskaupi vers 7,5 ka. E) Configuration de la marge glaciaire après la vidange du Lac Naskaupi vers 7 ka.

CHAPITRE 6 - PROSPECTION GLACIOSÉDIMENTAIRE, POTENTIEL MINÉRAL ET ZONES FAVORABLES

Dans le cadre de ce projet, 1039 échantillons de till et 188 d'eskers ont été prélevés dans la région d'étude. La fraction fine du till a fait l'objet d'analyses géochimiques pour les éléments majeurs et en traces et des concentrés de minéraux lourds ont été produits à partir des échantillons de till et d'eskers. Des sulfures provenant de ces concentrés ont fait l'objet d'analyses par LA-ICP-MS pour estimer leurs concentrations en éléments en traces.

Les traitements statistiques des résultats de ces analyses ont permis d'identifier des zones à plus fort potentiel et de caractériser certaines des minéralisations à la source de ces dispersions dans l'environnement secondaire. Trente-neuf zones favorables ont été identifiées (voir plus loin la section «Description et synthèse des zones favorables»). Ces zones ont été définies en fonction de certains critères ou de combinaisons de critères ainsi que selon leur importance (ponctuelle ou régionale) déterminée à partir du nombre d'échantillons ayant permis de les reconnaître.

Géochimie de la fraction fine, traitement et approches statistiques

La fraction fine ($< 63 \mu\text{m}$) des échantillons de till a fait l'objet d'analyses géochimiques. Les suites analytiques ayant été modifiées en 2015, les échantillons des trois premières années du projet (2012, 2013 et 2014) ont été réanalysés en 2023 pour uniformiser la base de données. Toutes ces analyses ont été effectuées chez Actlabs à Ancaster, Ontario. Les données brutes sont disponibles gratuitement dans le module de géochimie de l'environnement secondaire du SIGÉOM.

Pour quelques éléments, les valeurs brutes des analyses de certains échantillons atteignent les seuils significatifs définis pour les échantillons de roche (correspondant au 84^e centile pour chaque élément dans la base de données du SIGÉOM; MRNF, 2024; tableau 4). Bien que ces échantillons semblent présenter des teneurs qui pourraient être considérées comme anormales dans l'environnement secondaire, plusieurs paramètres peuvent influencer la composition géochimique de ceux-ci : la lithologie des roches situées en amont glaciaire, le comportement des éléments chimiques dans l'environnement, la distance de transport, le taux d'érosion par la glace, l'épaisseur des dépôts, etc.

La signature géochimique de l'environnement secondaire peut être considérée comme la sommation de deux processus distincts (Trépanier, 2006) :

- des signaux lithologiques ou environnementaux qui varient spatialement à l'échelle régionale;
- une réponse anormale qui se superpose aux signaux précédents.

Afin d'identifier les secteurs d'intérêt pour certains types de minéralisations, il importe de séparer ces deux signaux.

Il est possible d'identifier une anomalie dans une population donnée à partir des caractéristiques spatiales de celle-ci (regroupement de plusieurs échantillons anormaux) ou encore en utilisant la signature multiélémentaire du signal. Dans le cadre de ce projet, les zones anormales ont été mises en évidence en utilisant l'approche spatiale des U-statistiques et la méthode de régression spatiale multiple. Ces deux traitements ont été effectués à l'aide du mode *Environnement secondaire* du logiciel *Lithomodeleur* mis au point par le Consortium de recherche en exploration minérale (CONSOREM).

TABLEAU 4 - Échantillons pour lesquels les valeurs brutes des analyses de la fraction fine du till sont supérieures aux seuils significatifs définis pour les échantillons de roche dans le SIGÉOM (MRNF, 2024)

Élément chimique (seuil significatif)	No d'échantillon unique
Cs ($> 5 \text{ ppm}$)	2014000128
	2014000215
	2014000269
	2014000341
	2014000057
	2014000134
	1493722177
	1493722440
Cu ($> 125 \text{ ppm}$)	2013118257
	2013118273
	1493722441
	2013118259
	2013118299
	134972214
	1493722275
Li ($> 30 \text{ ppm}$)	2014000032
	2014000047
	2014000215
	2014000251
	2014000253
	2014000268
	2014000057
	1493722114
	1493722145
	1493722177
	1493722249
	1493722438
	2013118165
	1493722209
	1493722313
	1493722350
	1493722440
	2016119467
	2016119474
Mo ($> 5 \text{ ppm}$)	2014000354
	2014000042
	1493722157
	1493722207
	1493722312
	1493722368
	1493722239
	2013118322
	2013118577
ETR ($> 250 \text{ ppm}$)	Plus de 200 échantillons

U-statistiques

Les U-statistiques sont basées sur l'hypothèse que les échantillons formant une population anormale sont regroupés spatialement, alors que la disposition des échantillons de la population dite régionale est aléatoire (Cheng *et al.*, 1996; Cheng, 1999, Trépanier, 2006). Elles sont déterminées en calculant la teneur moyenne d'un élément chimique compris dans un rayon d'investigation autour d'un échantillon. On compare ensuite la valeur moyenne de ce voisinage à la valeur de cet échantillon. Si cette dernière est supérieure à la moyenne du voisinage, l'échantillon fait potentiellement partie d'une population anormale. Différents paramètres influencent les valeurs obtenues par les U-statistiques. Les paramètres suivants ont été utilisés dans le cadre de ce projet :

- Rayon pour le calcul de la moyenne : 15 000 m;
- Demi-grand axe maximal de l'ellipse de recherche : 7500 m;
- Incréments de taille du demi-grand axe maximal de l'ellipse de recherche : 1500 m;
- Aplatissement maximal de l'ellipse de recherche : 4;
- Incréments de direction de l'ellipse de recherche : 22,5°;
- Transformation de données : logarithme.

La méthode U-statistiques a été appliquée aux substances suivantes : Ni, Cu, Zn, Cr, Li et ETR (figures 22 à 24). Il s'agit en effet des éléments qui présentent le meilleur potentiel dans le contexte géologique de la région étudiée. Les résultats sont exprimés en centiles et les valeurs supérieures au 97^e centile sont considérées comme anormales et ont servi à définir les zones favorables.

Analyse par régression spatiale multiple

La méthode de régression spatiale multiple permet d'estimer la différence entre la teneur brute ou mesurée d'un échantillon obtenue par analyse chimique et la valeur modélisée pour le même élément estimée à partir des valeurs des variables explicatives des échantillons localisés au voisinage. La valeur mesurée est ensuite comparée à la valeur modélisée et la différence (composante résiduelle) est déterminée. Une valeur résiduelle positive élevée signale généralement une importante anomalie géochimique. (Trépanier, 2006). En effet, une telle situation indique que la valeur mesurée est largement supérieure à la valeur modélisée du contexte géochimique régional évaluée à partir des variables explicatives.

Par rapport à la simple analyse des teneurs brutes, cette méthode a l'avantage de mieux évaluer le signal géochimique (teneur de fond et seuil anomal) d'un élément donné en fonction des caractéristiques géologiques régionales. Le secteur examiné doit cependant présenter une certaine homogénéité géologique montrant peu de domaines lithologiques contrastés (par exemple, différentes provinces géologiques). Dans le présent projet, tous les échantillons analysés proviennent de la Province de Churchill, bien que la région soit divisée en domaines lithotectoniques qui présentent des caractéristiques lithogéochimiques et métallogéniques différentes.

Voici les paramètres qui ont été utilisés pour les calculs de régression spatiale multiple dans le cadre de ce projet :

- Rayon de la fenêtre d'investigation : 25 000 m;
- Espace entre les points de régression : 10 000 m;
- Nombre minimal d'échantillons dans la fenêtre pour une régression valide : 20.

Validation de la qualité des données et sélection des variables explicatives

Avant de procéder au traitement, certains critères ont été établis afin de choisir les éléments à traiter et vérifier la qualité des analyses utilisées. Trépanier (2006) énonce quelques conditions que les éléments d'un jeu de données doivent respecter pour être utilisés dans les traitements de régression spatiale :

- Sélectionner des éléments dont l'abondance dans les minéralisations est suffisante pour se démarquer du bruit de fond régional et fournir un signal anomal mesurable;
- Sélectionner des éléments mobiles dans l'environnement secondaire;
- Sélectionner des éléments analysés avec une bonne précision, une qualité analytiques acceptable et qui montrent une distribution normale ou lognormale;
- Sélectionner des éléments détectables (moins de 10 % des analyses pour un élément donné sont inférieures à la limite de détection);
- Utiliser des méthodes de rehaussement, notamment en combinant plusieurs éléments représentatifs d'un type de minéralisation donné.

En fonction de ces conditions et considérant que les méthodes analytiques n'ont pas varié au cours des années, les variables explicatives suivantes ont été sélectionnées pour la réalisation des calculs des U-statistiques et de régression spatiale : Al, Ba, Ca, Cr, Cu, Fe, K, La, Mg, Ni, P, U, V, Zn, Co, As, Sn, Bi, Cs, Na.

Les valeurs brutes ont été transformées en logarithmes avant les calculs, ce qui a l'avantage d'augmenter la validité statistique des régressions. Cependant, il est important de tenir compte du fait que certaines valeurs brutes très faibles peuvent donner des résiduelles élevées (Trépanier, 2006). Afin d'éviter de focaliser sur ces fortes résiduelles, un seuil minimal a été fixé pour les valeurs brutes. Ainsi, les échantillons retenus pour le traitement devaient avoir une teneur plus grande que la valeur médiane de la population pour chacun des éléments investigués.

Afin de confirmer la validité du traitement et, par le fait même, la valeur des différents paramètres énoncés précédemment (espace entre les points, rayon de la fenêtre, nombre minimal d'échantillons, etc.), la relation entre les valeurs prédites et les valeurs vraies a été vérifiée (figure 25). La linéarité des nuages de points et les valeurs élevées des coefficients de détermination (R^2) corroborent la validité des résultats obtenus pour la plupart des éléments.

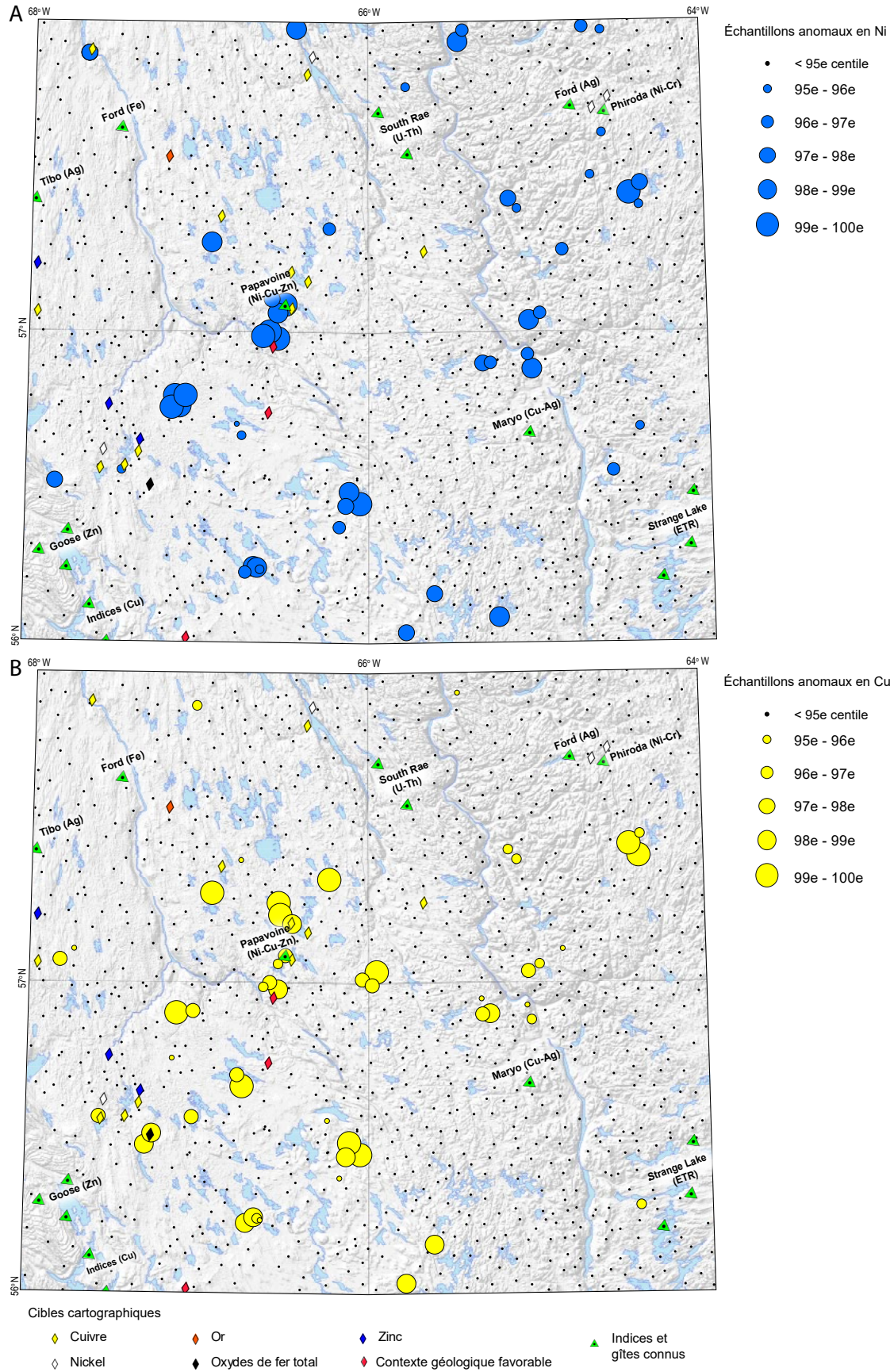


FIGURE 22 – Localisation des échantillons anomaux en Ni (A) et en Cu (B) déterminés par U-statistiques

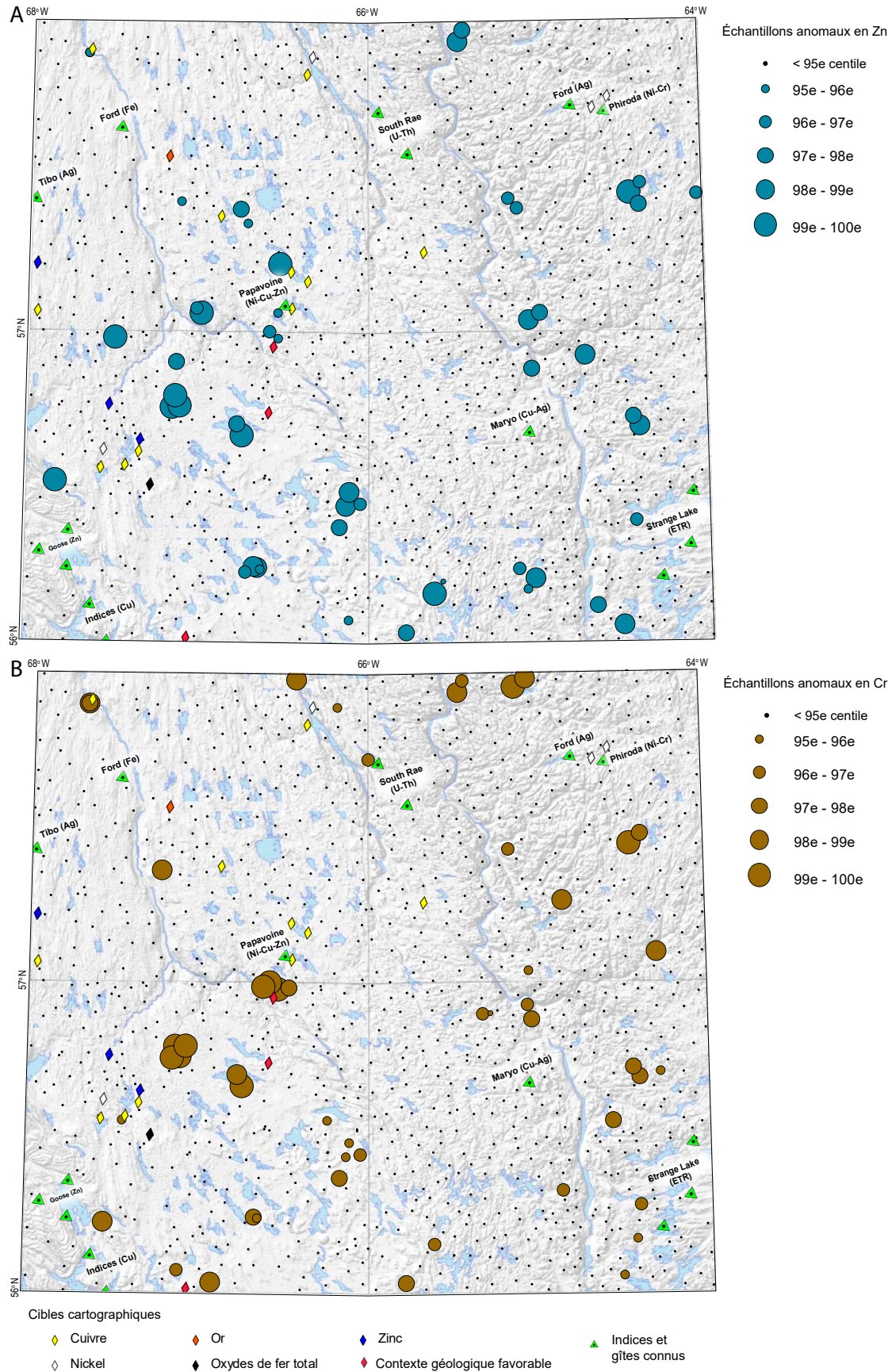


FIGURE 23 – Localisation des échantillons anomaux en Zn (A) et en Cr (B) déterminés par U-statistiques.

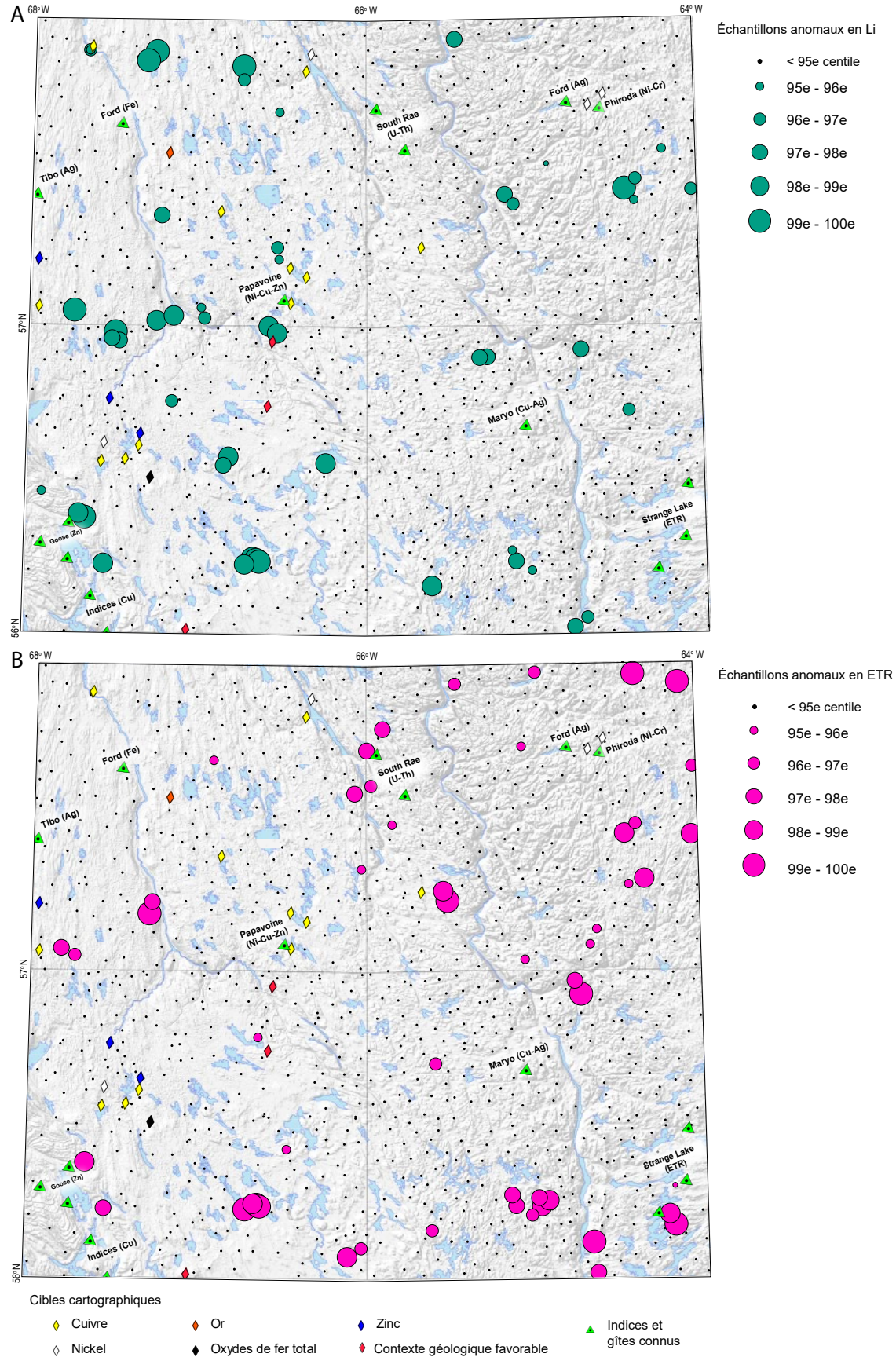


FIGURE 24 – Localisation des échantillons anomaux en Li (A) et en ETR (B) déterminés par U-statistiques.

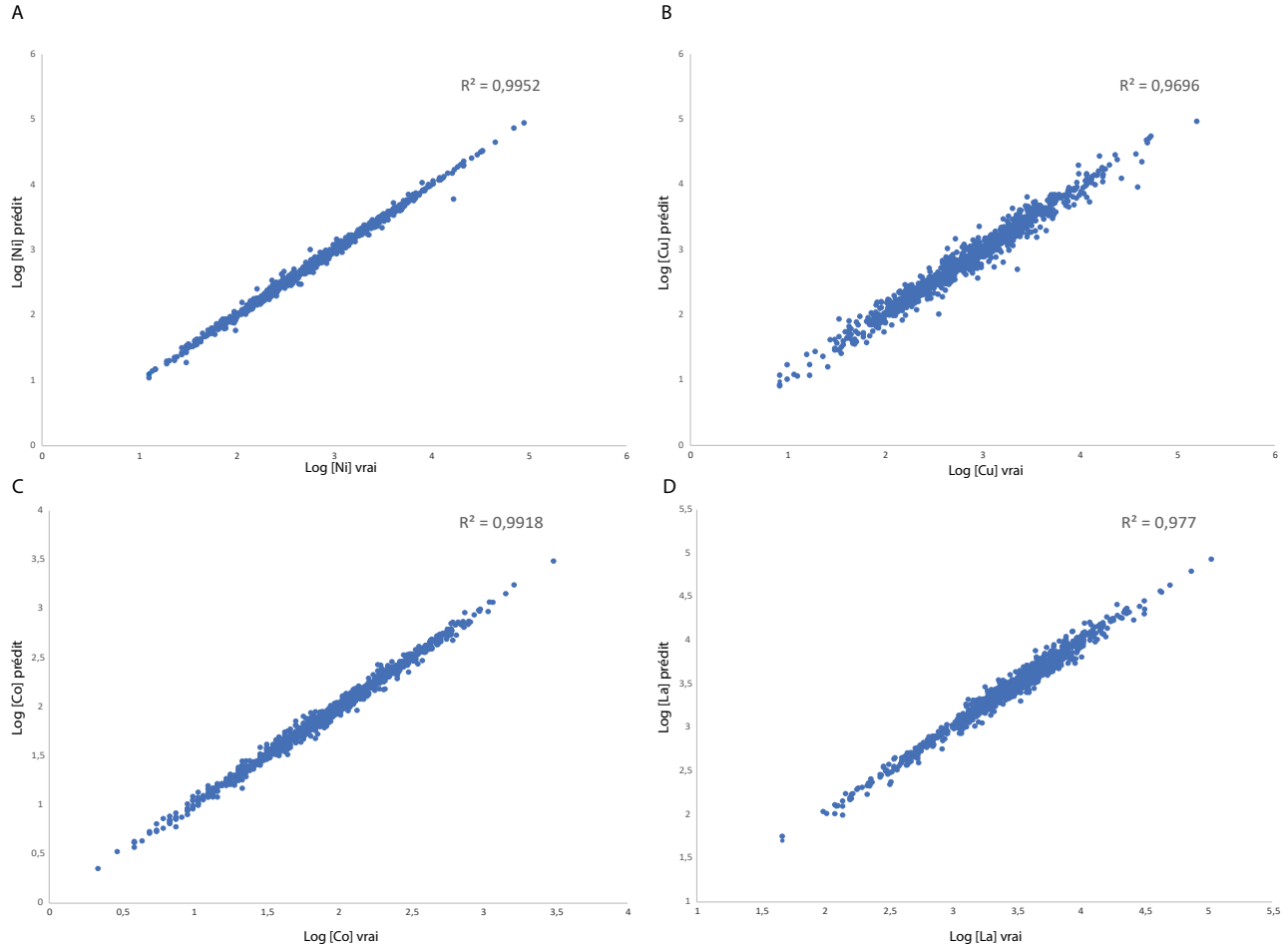


FIGURE 25 – A) à D) Relations entre les valeurs prédites pour le Ni, Cu, Co et La obtenues par régression géographiquement pondérée et les valeurs brutes des échantillons analysés.

Analyse par régression spatiale multiélémentaire

Pour affiner le ciblage par régressions spatiales multiples, les résultats pour les éléments choisis ont été combinés en fonction de différents contextes métallogéniques. Les critères de sélection pour les échantillons anomaux ont été définis en se basant sur les travaux récents du CONSOREM (Trépanier, 2006; Lavoie, 2020). Par exemple, dans le cas des amas sulfurés d'origine magmatique, les échantillons avec des résiduelles combinées en Cu, Ni et Co $\geq 95^{\circ}$ centile ont été jugés anomaux (tableau 5).

Pour chaque contexte, certaines variables explicatives ont été retirées de la liste (tableau 5). Ces retraits concernent les éléments étroitement associés à chaque type de gîte. Par exemple, dans le cas des amas sulfurés d'origine magmatique, les éléments Ni-Co-Cu-Cr-Fe ont été soustraits de la liste des variables explicatives. Il est à noter que les régressions spatiales multiples dans cette étude ont été effectuées en tenant compte des différents contextes métallogéniques. Par exemple, la régression pour le cuivre a été effectuée plusieurs fois (pour divers contextes métallogéniques) en retirant à chaque fois de la liste des variables explicatives les éléments associés à ces différents contextes.

La figure 26 localise les échantillons identifiés comme anomaux en fonction des différents contextes métallogéniques évalués.

TABEAU 5 - Critères de sélection pour les analyses par régression spatiale multiélémentaire en fonction des types de minéralisation

Type de minéralisation	Variables explicatives	Critères de sélection
Oxydes de fer polymétalliques (IOCG)	Al, Ba, Ca, Cr, K, Mg, Ni, P, V, Zn, Co, As, Sn, Bi, Cs, Na	Cu $\geq 95^{\circ}$ centile, U $\geq 95^{\circ}$ centile, La $\geq 95^{\circ}$ centile
Amas sulfurés volcanogènes	Al, Ba, Ca, Cr, K, La, Mg, Ni, P, U, V, Co, As, Sn, Bi, Cs, Na	Cu $\geq 95^{\circ}$ centile, Zn $\geq 95^{\circ}$ centile
Amas sulfurés d'origine magmatique	Al, Ba, Ca, Cr, K, La, Mg, P, U, V, Zn, As, Sn, Bi, Cs, Na	Ni $\geq 95^{\circ}$ centile, Cu $\geq 95^{\circ}$ centile, Co $\geq 95^{\circ}$ centile
Porphyre à Cu-Mo	Al, Ba, Ca, Cr, Fe, K, La, Mg, Ni, P, U, V, Co, As, Sn, Bi, Cs, Na	Cu $\geq 95^{\circ}$ centile, Mo $\geq 95^{\circ}$ centile
Éléments de terres rares (Y-Zr-Nb-Ta-Be-ETR)	Al, Ba, Ca, Cr, Cu, Fe, K, Mg, Ni, P, U, V, Zn, Co, As, Sn, Bi, Cs, Na	Y $\geq 95^{\circ}$ centile, La $\geq 95^{\circ}$ centile, Ce $\geq 95^{\circ}$ centile
Li et autres métaux rares (Be-Ta-Cs-Rb)	Al, Ba, Ca, Cr, Cu, Fe, K, La, Mg, Ni, P, U, V, Zn, Co, As, Sn, Bi, Na	Li $\geq 95^{\circ}$ centile, Be $\geq 95^{\circ}$ centile, Cs $\geq 95^{\circ}$ centile

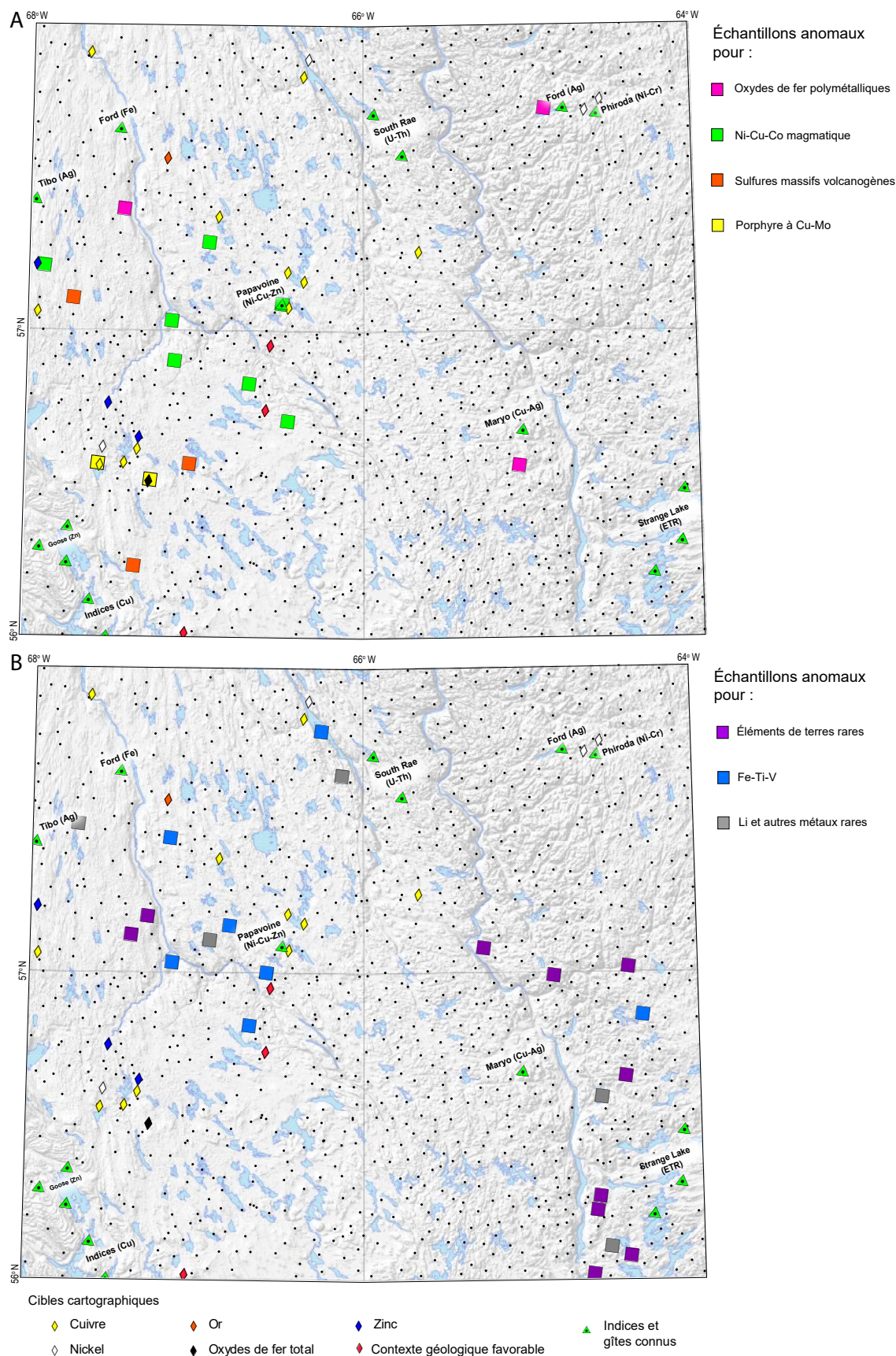


FIGURE 26 – Résultats obtenus par régression spatiale multiélémentaire pour les minéralisations de type IOCG, Ni-Cu magmatique, sulfures massifs volcanogènes et porphyre à Cu-Mo (A) et les minéralisations d'ETR, de Fe-Ti-V, de Li et d'autres métaux rares (B).

Concentrés de minéraux lourds et minéraux indicateurs

Les concentrés de minéraux lourds ont été réalisés par IOS Services Géoscientifiques (Fournier, 2015) selon une procédure modifiée inspirée de McClenaghan (2011). Les résultats de ces analyses ont déjà fait l'objet de différentes publications (Dubé-Loubert et Daubois, 2016a, 2016b et 2016c; Dubé-Loubert, 2017 et 2025a).

La sélection manuelle des grains de minéraux indicateurs dans les concentrés de minéraux lourds a permis d'identifier plusieurs dizaines d'espèces minérales. Cinq de ces espèces ont produit des comptes appréciables menant à l'identification de zones favorables pour certains contextes métallogéniques. La signification de ces minéraux et la répartition sommaire des concentrations de minéraux indicateurs sont décrites dans cette section. La présence de certains minéraux particuliers (scheelite, ilménite, molybdénite, sperrylite, etc.) a également contribué à identifier certaines zones favorables.

Chalcopyrite

La chalcopyrite est un minéral répandu, mais dont la présence est généralement associée à une zone minéralisée. Elle est présente dans de nombreux types de minéralisations (porphyres Cu-Mo, SMV, etc.) dont plusieurs ont été investigués dans le cadre de cette étude. Certains échantillons ont produit des comptes de chalcopyrite impressionnants, même si ce minéral métastable a tendance à s'altérer dans l'environnement secondaire, notamment dans les eskers.

Les échantillons contenant cinq grains de chalcopyrite et plus (compte normalisé pour des échantillons de 10 kg) et ceux montrant plus de 15 grains sont localisés à la figure 27A. À l'exception de deux échantillons situés dans les feuillets 24H et 24A, tous se trouvent dans la portion ouest de la région d'étude. Pour les échantillons avec des comptes de chalcopyrite très importants, le total est inscrit entre parenthèses. L'échantillon avec le compte le plus élevé contenait 145 grains/10 kg (15NI046). Cet échantillon fait partie d'un groupe de trois échantillons anomaux qui comprend également un autre échantillon de till (15NI048, 26 grains) et un d'esker (15NI049, 28 grains). Ce groupe se trouve à proximité de deux cibles cartographiques pour le Ni et le Cu, ainsi que d'une cible SMV déterminée par régression spatiale multiélémentaire dans la fraction fine du till. Un échantillon isolé (15NI099) plus à l'est se signale également par un grand nombre de grains de chalcopyrite (129 grains).

Ces deux zones caractérisées par des échantillons montrant plus de 100 grains de chalcopyrite constituent des cibles intéressantes. En comparaison, des échantillons de till prélevés à environ 5 km en aval glaciaire de gîtes porphyriques de la Cordillère canadienne peuvent contenir aussi peu que dix grains de chalcopyrite par 10 kg (Plouffe *et al.*, 2013). Fait intéressant, l'un des échantillons du premier groupe provenait d'un esker. En raison de la granulométrie généralement grossière et la forte perméabilité de ce type de dépôt, les eskers

sont des milieux oxydants, donc peu propices à la préservation des sulfures, surtout près de la surface. D'ailleurs, deux échantillons d'eskers (15NI151 et 15NI159) situés au SE du premier groupe forment une troisième zone anormale. Ces échantillons contenaient respectivement 32 et 25 grains de chalcopyrite. Plusieurs autres échantillons ont aussi montré des comptes anomaux en chalcopyrite dans la portion ouest de la zone d'étude (figure 27A).

Grains d'or

La Province de Churchill n'a jamais été particulièrement reconnue pour son potentiel aurifère. Cela est confirmé par les résultats des concentrés de minéraux lourds du présent levé et se traduit par une très faible récupération de grains d'or. La figure 27B montre la localisation des échantillons renfermant de ces grains. Seulement 56 des 1227 échantillons traités contenaient un grain d'or ou plus et seulement seize échantillons en comptaient plus d'un. Les comptes les plus élevés provenaient d'un échantillon d'esker (15NI002) et d'un échantillon de till (15NI051) qui renfermaient tous deux 21 grains d'or, dont seulement quelques grains (cinq) de morphologie intacte.

Spinelle zincifère

Plusieurs grains de spinelle zincifère, présumément de la gahnite, ont été identifiés dans les concentrés de minéraux lourds. La gahnite (ZnAl_2O_4) est un minéral relativement résistant à l'érosion mécanique et à l'altération et peut donc être utilisé comme traceur des minéralisations de SMV dans les environnements fortement métamorphisés (McClenaghan *et al.*, 2015). Elle serait le produit du métamorphisme de la sphalérite ou des minéraux de zinc des gisements sans sulfure (O'Brien *et al.*, 2015). La figure 28A montre la répartition des échantillons montrant des comptes anomaux de spinelle zincifère (≥ 10 grains). L'échantillon avec le compte le plus important (42 grains) est situé dans la partie centrale nord du feuillet 24B (15NI116). Cinq échantillons (15NI021, 15NI024, 15NI026, 15NI153 et 15NI156) localisés dans la partie centrale du feuillet 24B semblent former un train de dispersion avec un compte maximal de 17 grains de spinelle. Quatre échantillons (14GE215, 14GE220, 14GE221, 14GE2223) dans la partie sud du feuillet 24A forment un autre groupe avec des comptes compris entre 11 et 33 grains.

Ilménite niobifère

Plus de 450 grains d'ilménite contenant des inclusions riches en niobium (0,22 à 1,27 % Nb_2O_5) ont été extraits des concentrés. Quelques grains d'ilménite sont ainsi criblés de petites exsolutions d'un minéral de Nb, potentiellement de la colombite ou du pyrochlore. Cet enrichissement de l'ilménite en niobium est typique des roches alcalines et des minéralisations liées aux carbonatites ou aux pegmatites à terres rares. Seuls les grains d'ilménite des échantillons des années 2013

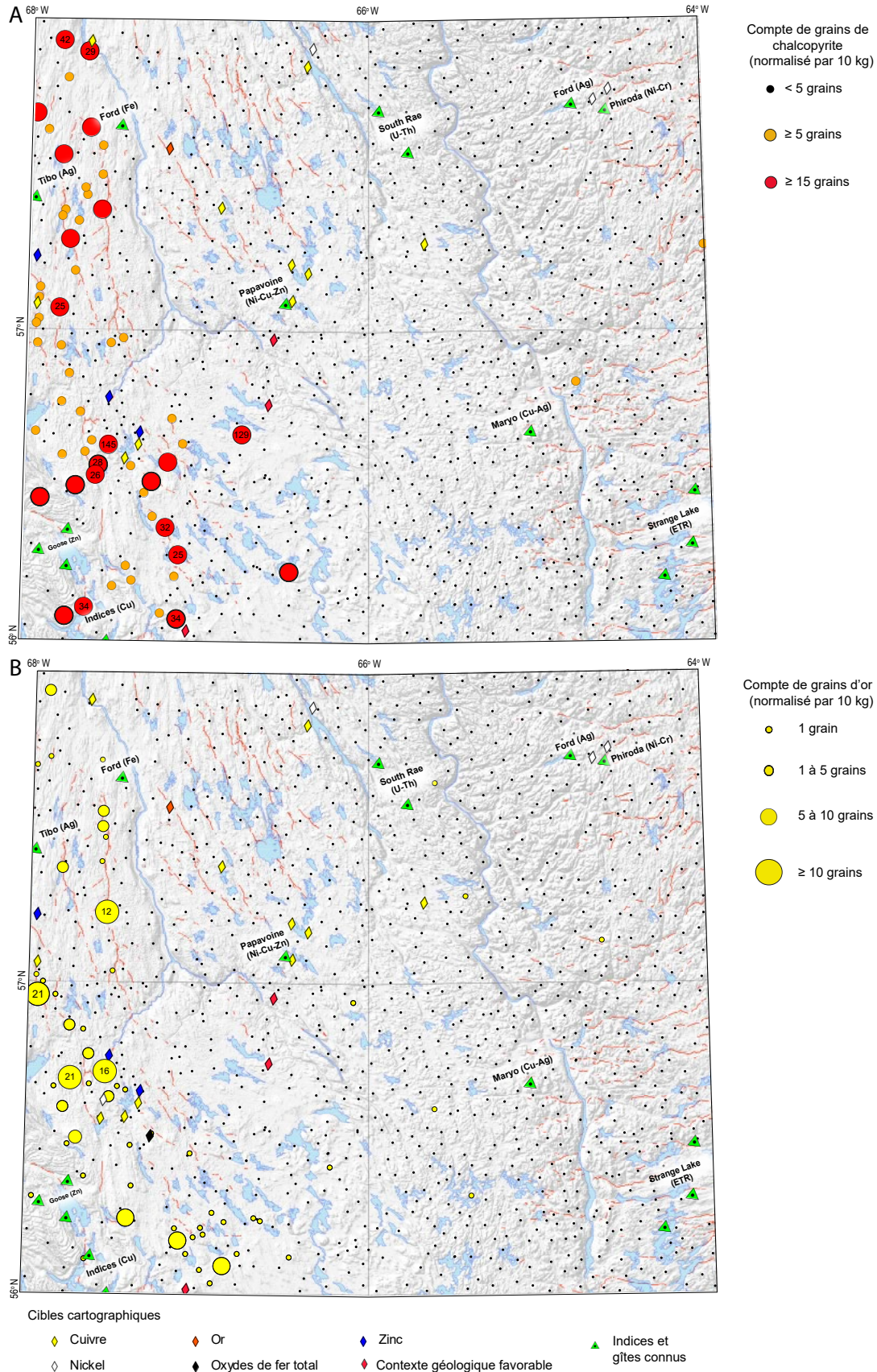


FIGURE 27 – Compte des grains de chalcopryite (A) et des grains d'or (B) dans les concentrés de minéraux lourds des échantillons de till et d'eskers du secteur à l'étude.

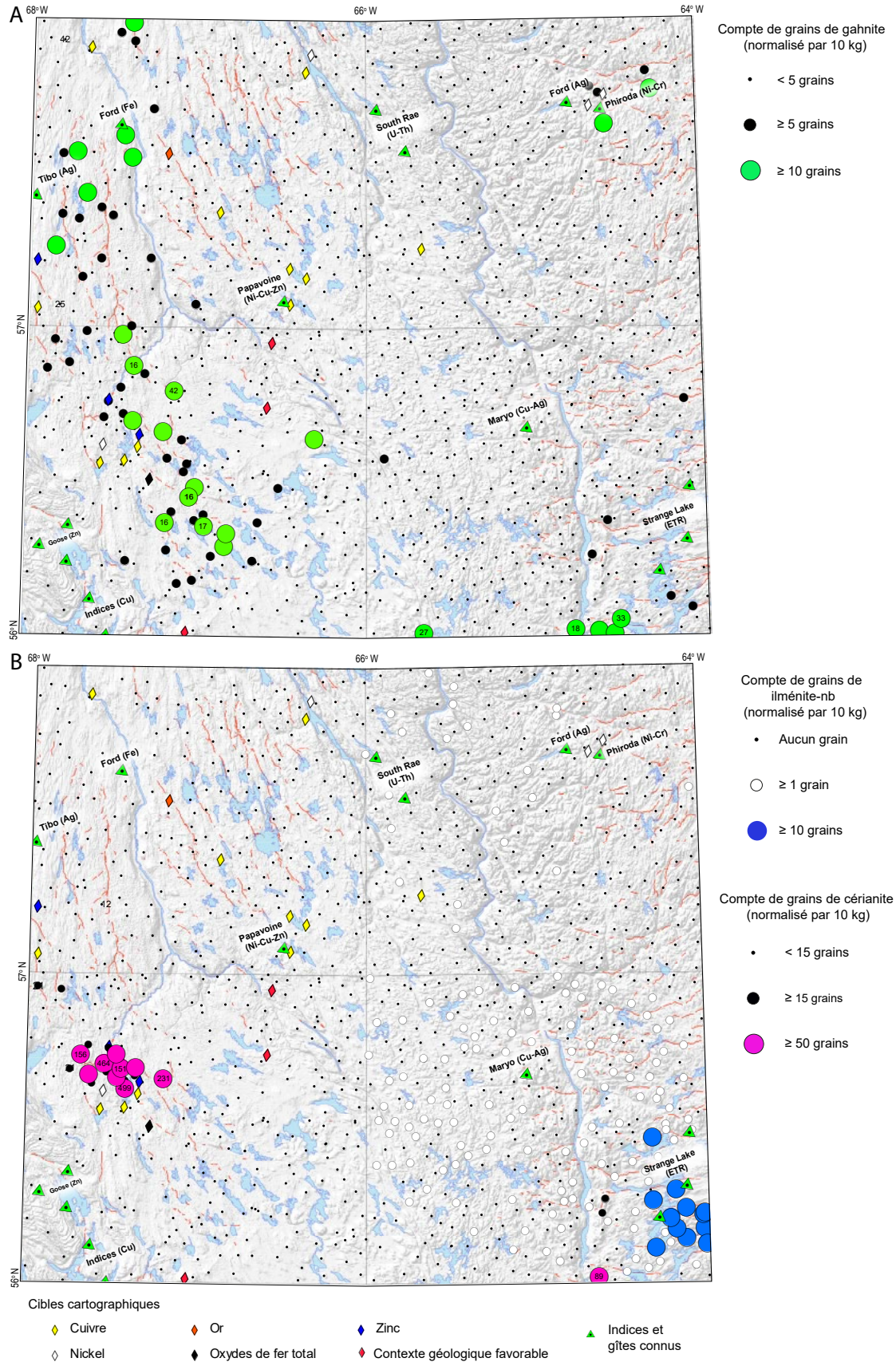


FIGURE 28 – Compte des grains de gahnite (A) et des grains d'ilménite niobifère et de cérianite (B) dans les concentrés de minéraux lourds des échantillons de till et d'eskers du secteur à l'étude.

(feuillet 24H) et 2014 (feuillet 24A) ont fait l'objet d'analyses géochimiques qualitatives étant donné le contexte favorable pour ces types de minéralisations dans les secteurs couverts au cours de cette période. Nos observations ne sont donc valables que pour la partie orientale de la région d'étude. La presque totalité des échantillons contenant des grains d'ilménite niobifère se trouve en périphérie du gisement de Strange Lake/Lac Brisson et des indices associés (figure 28B). Ces échantillons présentent des comptes compris entre 10 et près de 40 grains (14GE294 à 14GE301, 14GE305 à 14GE307 et 14GE344). Bien que l'on observe de ces grains dans d'autres échantillons ne provenant pas du secteur de Strange Lake, leur nombre est beaucoup plus faible.

Cérianite

La cérianite a été découverte par hasard au cours des analyses au MEB. En effet, les analyses quantitatives pour ce minéral, un oxyde de cérium et de thorium généralement associé aux roches alcalines telles les syénites à néphéline ou les carbonatites, n'étaient pas réalisées habituellement. À la suite de cette trouvaille, certains échantillons provenant de secteurs jugés propices ont été examinés plus attentivement pour mettre en évidence la présence de cet oxyde (Dubé-Loubert, 2025a).

Plus de 20 échantillons contenaient de la cérianite. Certains renfermaient également de la sperrylite et même de l'or. La figure 28B montre la répartition des échantillons où ce minéral a été observé, notamment ceux qui montraient plus de 50 grains. La plupart des échantillons les plus fortement anomaux forment un groupe situé dans le NW du feuillet 24B. Parmi ceux-ci, une dizaine montre des comptes fortement anomaux, dont deux totalisent près de 500 grains (15NI041 et 15NI066). Un deuxième secteur situé dans le coin NW du feuillet 24B regroupe deux échantillons contenant 17 et 27 grains. Dans le SE de la région, un dernier groupe comprend trois échantillons (14GE353, 14GE140 et 14GE220) avec respectivement 24, 27 et 89 grains de cérianite (figure 28B).

Analyses des éléments en traces dans les sulfures par LA-ICP-MS

La pyrite et la chalcopryrite sont les sulfures les plus répandus dans la croûte terrestre (Vaughan, 2006) et sont associées à plusieurs types de minéralisations. En fonction de leur environnement de formation, la composition en éléments en traces de ces minéraux peut varier sensiblement (Barnes *et al.*, 2008; Large *et al.*, 2009; Duran *et al.*, 2015; Cook *et al.*, 2016; George *et al.*, 2017).

Des analyses par LA-ICP-MS de grains de chalcopryrite et de pyrite ont été effectuées au laboratoire des matériaux terrestres (LabMaTer) de l'UQAC dans le cadre de cette étude. Un total de 1831 grains de sulfures (1113 grains de pyrite et 718 de chalcopryrite), provenant de 300 échantillons localisés

dans la partie ouest de la région d'étude, a ainsi été analysé (Duran *et al.*, 2017, 2018 et 2019).

Les résultats de ces travaux démontrent que le contenu en éléments en traces des grains de pyrite et de chalcopryrite présente des variations importantes. Cette observation ainsi que la diversité de minéraux présents en inclusion (par ex. pentlandite et scheelite) suggèrent que ces sulfures proviennent de minéralisations d'origine distincte. Le diagramme Co/Sb en fonction de Se/As, mis au point par Duran *et al.* (2015), montre que les grains de pyrite analysés ont pour la plupart une origine magmatique (riches en Co et Se, pauvres en Sb et As; figure 29). Une autre population avec des rapports opposés est aussi visible sur ce graphique et pourrait être associée à une pyrite d'origine hydrothermale. Bien que cette classification demeure préliminaire, ces résultats démontrent le potentiel de la géochimie des sulfures comme outil d'exploration.

Pyrite

Un projet conjoint CONSOREM-MISA qui visait le développement d'outils novateurs pour l'exploration aurifère au Québec a récemment permis de mettre au point des méthodes de classification de la pyrite à partir de son contenu en éléments en traces (Genna, 2023). La compilation d'une banque de données analytiques pour les gisements d'or de la Sous-province de l'Abitibi et le développement subséquent de nouveaux diagrammes de discrimination, couplés à l'utilisation d'algorithmes d'intelligence artificielle, ont permis d'évaluer les contextes de mise en place de la pyrite et son utilisation comme outil d'exploration. Bien que ces outils aient été conçus au départ pour les minéralisations aurifères

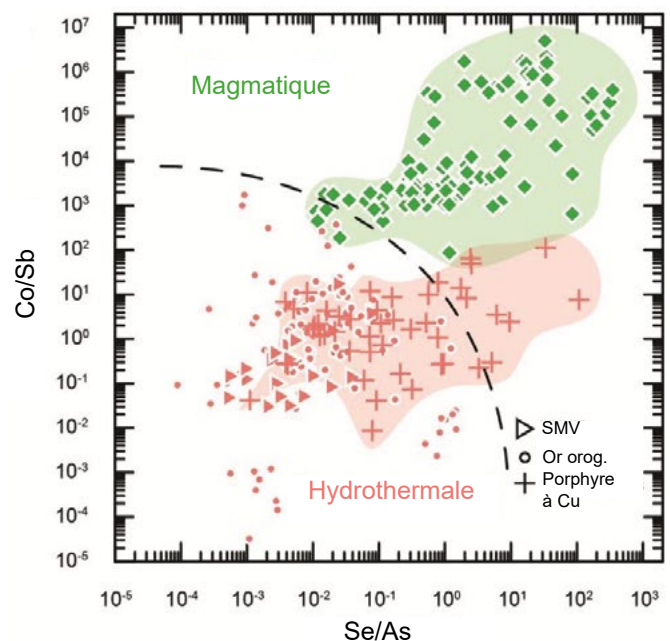


FIGURE 29 – Diagramme de discrimination Co/Sb en fonction de Se/As permettant de distinguer les grains de pyrite d'origine hydrothermale et magmatique de la région (modifiée de Duran *et al.*, 2019).

de l'Abitibi, les analyses de pyrite par LA-ICP-MS réalisées dans le cadre de ce projet ont tout de même été traitées à l'aide de ces algorithmes de classification (non illustré). Ainsi, 229 des 1113 grains de pyrite analysés satisfont aux critères géochimiques pour être classés comme « fertiles » (plutôt que « stérile »). Considérant la richesse des minéralisations de la Sous-province de l'Abitibi, cela semble souligner la présence d'une population de pyrite dont la signature en éléments en traces peut être considérée comme anormale.

La signature des 884 grains de pyrite classés comme « stériles » permet tout de même de dégager certains constats. En effet, la banque de données ne couvre que les contextes aurifères abitibiens. Les grains classés ici comme stériles pourraient donc ne pas l'être pour d'autres types de minéralisation sur lesquels les algorithmes n'ont pas été entraînés. L'examen des analyses de pyrite permet en effet de distinguer une population dont la signature en éléments en traces et le profil multiélément sont comparables aux données compilées dans la littérature pour les IOCG dont les gisements d'Olympic Dam (Australie) ou Mina Justa (Pérou) (figure 30).

Chalcopryrite

Des travaux récents (Caraballo Rojas, 2023) ont porté sur le contenu en éléments en traces de la chalcopryrite provenant de huit types de minéralisation : deux de type magmatique (sulfures à Ni-Cu et EGP lités) et six de type hydrothermal (porphyres, SMV, IOCG, skarn, or épithermal et or de type orogénique). Le modèle de classification élaboré à la suite de cette étude, basé sur la méthode des forêts d'arbres décisionnels, a été testé sur les données d'analyse de la chalcopryrite provenant du till et des eskers du présent projet (Duran *et al.*, 2019). Les résultats indiquent que 40,2 % des grains de chalcopryrite analysés sont d'origine magmatique et 59,8 % d'origine hydrothermale. Plus spécifiquement, parmi les grains d'origine magmatique, 72,3 % sont classés dans le groupe des sulfures de Ni-Cu et 27,7 % dans les EGP lités.

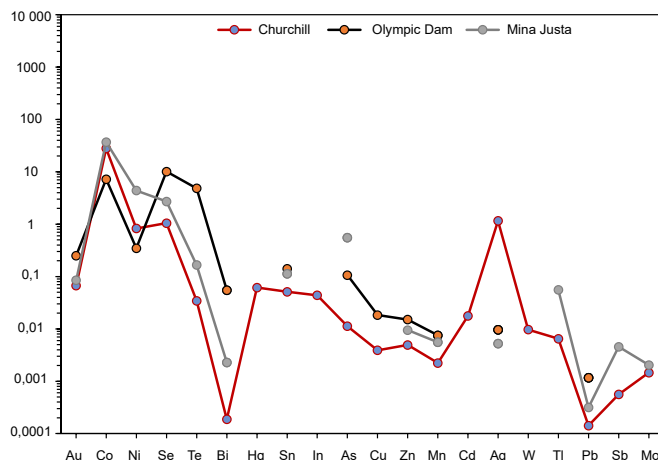


FIGURE 30 – Diagramme multiélémentaire montrant que le contenu en éléments en traces des grains de pyrite de l'environnement secondaire provenant du secteur à l'étude est comparable à celui des gisements de type IOCG de classe mondiale d'Olympic Dam et de Mina Justa (Genna, 2023)

Dans le cas des grains d'origine hydrothermale, 33,2 % sont classés dans les IOCG, 31,3 % dans les porphyres, 26,8 % dans les SMV, 4,2 % dans les minéralisations d'or épithermal, 2,4 % dans les minéralisations d'or orogénique et 2,1 % dans les skarns (figure 31). Tout comme pour les données provenant de la pyrite, ces résultats démontrent que la région présente un potentiel pour les minéralisations de type IOCG (20 % de tous les grains de chalcopryrite du projet). Les gisements de ce type sont souvent associés à des événements hydrothermaux de grande ampleur et à la présence de structures majeures permettant la circulation de fluides (Corriveau *et al.*, 2007). La Supersuite de De Pas remplit ces critères et des zones favorables pour ce type de minéralisation ont d'ailleurs déjà été mises en évidence pour ce contexte (Charette *et al.*, 2018).

Description des zones favorables

Les trente-neuf zones favorables identifiées sont d'ampleur ponctuelle (tableau 6) ou régionale (tableau 7), selon le nombre d'échantillons qu'elles regroupent. Les 19 zones décrites comme ponctuelles, identifiées de A à S, ne contiennent qu'un seul échantillon et ont été déterminées en fonction de certains critères (tableau 6). Elles touchent un spectre de contextes métallogéniques assez large et, malgré leur faible étendue géographique, certaines semblent montrer un potentiel notable, particulièrement en ETR (zones H, J, R et S; figure 32).

À l'échelle régionale, 20 zones favorables, identifiées de 1 à 20, ont été identifiées. Leur étendue a été définie en fonction du nombre d'échantillons anormaux pour l'un ou l'autre des traitements réalisés (tableau 7; figure 32). Les caractéristiques des zones régionales sont décrites de façon plus détaillée dans la section suivante.

Zones favorables régionales pour les minéralisations d'ETR, de métaux rares et de Li

La zone 1 a été circonscrite à partir de deux échantillons de till montrant des résultats anormaux par U-statistiques pour le Li ($\geq 98^{\text{e}}$ centile). Ces deux échantillons sont compris dans les gneiss tonalitiques du Complexe d'Ungava.

La zone 2 regroupe deux échantillons (un de till et un d'esker) desquels ont été extraits 17 et 27 grains de cérianite, des sulfures (chalcopryrite et pyrite) et deux grains de sperrylite. Ces échantillons se trouvent de part et d'autre du Complexe de Boullé, lequel est formé de monzonite et de monzodiorite quartzifère.

La zone 3 semble démontrer un fort potentiel en ETR et EGP avec dix échantillons de till contenant chacun entre 25 et 500 grains de cérianite ainsi qu'un total de 31 grains de minéraux du groupe du platine (MGP; braggite, cabriite, mertieite et sperrylite), dont sept grains de sperrylite dans l'un des échantillons de till. Des grains de chalcopryrite et de gahnite étaient aussi présents dans certains de ces échantillons. Cette zone favorable suggère la présence d'une intrusion hyperalcaline non cartographiée dans un secteur où seules des intrusions intermédiaires du Complexe de Horseshoe sont répertoriées.

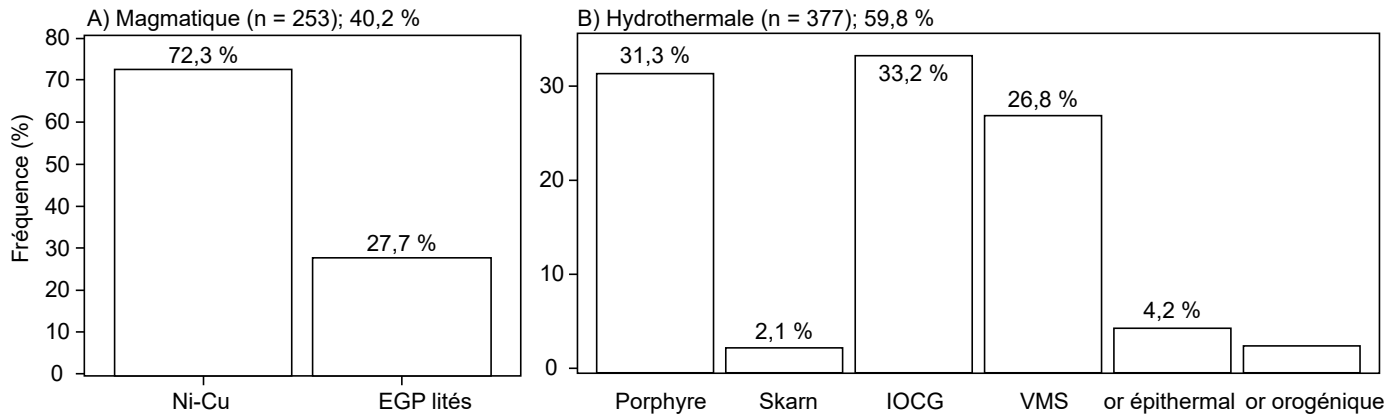


FIGURE 31 – Origine présumée des grains de chalcopryrite dans les concentrés de minéraux lourds des échantillons de till et d'eskers du secteur à l'étude (Caraballo Rojas, 2023).

Quelques anomalies géophysiques circulaires au pourtour de la zone pourraient indiquer la présence d'intrusions de carbonatite à ETR (d'Amours et Intissar, 2013). D'un point de vue plus régional, les roches de la Suite de Prévile, situées en amont glaciaire de la zone anormale, ont déjà été identifiées pour leur potentiel en minéralisations de métaux rares (Lafrance et Vanier, 2021) et pourraient donc constituer la source de cette anomalie. Toutefois, la zone 3 se trouve entre 5 et 12 km des premiers affleurements de la Suite de Prévile. Étant donné le nombre d'échantillons anormaux et l'importance des anomalies, une autre source locale semble plus plausible, mais n'a pas encore été reconnue.

La zone 4 a été identifiée à partir de deux échantillons de till présentant des résultats anormaux en ETR et Li ($\geq 98^{\circ}$ centile) identifiés par U-statistiques. Ces deux échantillons chevauchent le contact entre des roches basaltiques de la Formation de Bacchus et des gabbros-métagabbros de la Suite de Wakuach, ce qui ne permet pas d'expliquer l'origine de cette anomalie.

La zone 5 a été reconnue à partir de deux échantillons de till caractérisés par des résultats anormaux en ETR ($\geq 98^{\circ}$ centile) mis en évidence par U-statistiques. Cinq échantillons de till identifiés par U-statistiques présentent des résultats anormaux en ETR et Li ($\geq 97^{\circ}$ centile) sont regroupés dans la zone 6. Deux des échantillons contenaient un grain d'ilménite niobifère. Les échantillons des zones 5 et 6 reposent sur les roches de la Suite granitique de De Pas.

La zone 7 montre un potentiel en métaux rares et ETR (figure 32). Elle a été définie à partir de quatre échantillons anormaux pour différents indicateurs. La régression spatiale multiélémentaire indique que trois de ces échantillons sont anormaux en ETR et un échantillon pour les éléments Li, Be et Cs. Trois échantillons contiennent plus de 25 grains de cérinite (dont un à 90) et entre 65 et 169 grains de scheelite. L'échantillon montrant les comptes les plus anormaux en cérinite et en scheelite était également anormal en ETR ($\geq 98^{\circ}$ centile, U-statistiques). Deux échantillons renferment aussi de 15 à 20 grains d'ilménite dont deux sont niobifères. Le secteur est caractérisé par la présence de quelques intrusions intermédiaires et, bien entendu, par le gisement d'ETR

de Strange Lake/Lac Brisson situé plus à l'est. Cependant, la zone 7 se situe à l'amont glaciaire (courant de glace) de Strange Lake/Lac Brisson, malgré qu'un mouvement plus ancien vers l'ouest ait été aussi mis en évidence. Vu l'importance de la zone 7, il semble peu probable que cette anomalie résulte d'un transport glaciaire hérité vers l'ouest, mais traduirait plutôt l'influence d'une autre source rocheuse.

La zone 8 a été identifiée à partir de treize échantillons (onze de till et trois d'eskers) desquels ont été extraits entre 12 et 39 grains d'ilménite niobifère montrant plusieurs inclusions riches en niobium. Deux des échantillons de till présentent également des résultats anormaux en ETR ($\geq 98^{\circ}$ centile, U-statistiques). Ces échantillons sont situés à l'intérieur de la Suite de Napeu Kainut, une unité qui regroupe des intrusions granitiques, mangéritiques et monzonitiques et qui inclut le gisement de Strange Lake/Lac Brisson qui se situe à la limite nord de la zone 8. Elle inclut également le gîte Ytterby 1 connu pour son potentiel pour les minéralisations de terres rares.

Zones favorables régionales pour des minéralisations d'origine magmatique et volcanogène

Minéralisations magmatiques

La zone 9 regroupe deux échantillons de till contenant respectivement 29 et 42 grains de chalcopryrite. Des grains de gahnite (3), de piémontite (17) et de pyrrhotite (1) ont aussi été reconnus. L'un des échantillons est également anormal en Ni et Cr ($\geq 97^{\circ}$ centile, U-statistiques). Les deux échantillons sont situés à proximité du contact entre, d'une part, les granites roses massifs de la Suite de Dancelou et les diorites et gabbros amphibolitisés de la Suite de Ralleau à l'est et, d'autre part, les gneiss tonalitiques du Complexe d'Ungava au nord. Cette zone inclut un indice de cuivre (indice Sarvakuutaaq).

La zone 10 comprend deux échantillons de till montrant des résultats anormaux en Ni et Cu ($\geq 97^{\circ}$ centile, U-statistiques). L'un des deux échantillons est aussi anormal en Ni-Cu-Co (régression spatiale multiélémentaire). La source de cette zone pourrait être les diorites et les gabbros amphibolitisés de la Suite de Ralleau et/ou les troctolites et les gabbros de la

TABLEAU 6 - Description des zones favorables ponctuelles identifiées dans le cadre de ce projet

Zone	Éléments	Critères
A	Li-Be-Cs	Régression spatiale multiélémentaire (Li-Be-Cs).
B	IOCG	Régression spatiale multiélémentaire (IOCG).
C	Fe-Ti-V	Régression spatiale multiélémentaire (Fe-Ti-V); 15 grains d'ilménite dans le till.
D	Ni-Cu-Co	Régression spatiale multiélémentaire (Ni-Cu-Co mag); U-statistiques pour le Ni-Cu ($\geq$ 98e centile); 25 grains d'ilménite dans le till.
E	Ni-Cu-Co	Régression spatiale multiélémentaire (Ni-Cu-Co mag). À proximité de deux affleurements minéralisés en sulfures (5 à 10% pyrrhotite et chalcoppyrite).
F	SMV	Régression spatiale multiélémentaire (SMV); 4 grains de chalcoppyrite et 5 de gahnite dans le till.
G	ETR	35 grains de cérianite, 7 d'ilménite, 4 de chalcoppyrite.
H	ETR	43 grains de cérianite, 5 d'ilménites, 3 grains de MGP.
I	SMV	Régression spatiale multiélémentaire (SMV); 11 grains d'ilménite.
J	ETR	231 grains de cérianite, 13 de gahnite, 5 d'ilménite.
K	SMV	Régression spatiale multiélémentaire (SMV). Échantillon identifié par U-statistiques pour le Ni ($\geq$ 98e centile); 8 grains d'ilménite.
L	Fe-Ti-V	Régression spatiale multiélémentaire (Fe-Ti-V); 7 grains de titanite et 2 grains de rutile.
M	Ni-Cu-Co	Régression spatiale multiélémentaire (Ni-Cu-Co mag). À proximité de l'indice Papavoine connu pour ses minéralisations en Ni-Cu et Zn-Ag. 25 grains d'ilménite.
N	Fe-Ti-V	Régression spatiale multiélémentaire; 20 grains d'ilménite, 1 grain de molybdénite.
O	Li-Be-Cs	Identifiée par régression spatiale.
P	IOCG	Régression spatiale multiélémentaire; 20 grains d'ilménite.
Q	Li-Be-Cs	Régression spatiale multiélémentaire; 9 grains d'ilménite.
R	ETR	Régression spatiale multiélémentaire (ETR); 32 grains de cérianite, 178 de scheelite, 2 sperrylites et 1 grain d'argent.
S	ETR	12 grains d'ilménite niobifère.

TABLEAU 7 - Description des zones favorables régionales identifiées dans le cadre de ce projet

Zone	Éléments	Critères
1	Li	2 échantillons de till anomaux en Li identifiés par U-statistiques.
2	Métaux rares et ETR	Un échantillon de till et un d'esker comprennent des grains de cérianite (17 et 27 grains), de sulfures (chalcoppyrite et pyrite) et 2 grains de sperrylite.
3	ETR et EGP	10 échantillons de till avec entre 25 et 500 grains de cérianite. 31 grains de MGP (braggite, cabriite, mertieite et sperrylite).
4	ETR et Li	2 échantillons de till anomaux en ETR et Li identifiés par U-statistiques.
5	ETR	2 échantillons de till anomaux en ETR identifiés par U-statistiques.
6	ETR et Li	5 échantillons de till anomaux en ETR et Li identifiés par U-statistiques.
7	Métaux rares et ETR	4 échantillons anomaux; 3 échantillons anomaux en ETR et un en Li-Be-Cs identifiés par régression spatiale multiélémentaire; 2 échantillons de till anomaux en ETR identifiés par U-statistiques; 3 échantillons contiennent plus de 25 grains de cérianite et jusqu'à 169 grains de scheelite; Présence de 2 grains d'ilménite niobifère.
8	SMV	13 échantillons (11 de till et 2 d'eskers) contenant entre 12 et 39 grains d'ilménite niobifère; 2 échantillons de till anormal en ETR identifiés par U-statistiques.
9	SMV	2 échantillons de till contenant 29 et 42 grains de chalcoppyrite; un échantillon de till anormal en Ni et Cr identifiés par U-statistiques.
10	Ni-Cu-Co	2 échantillons de till anomaux en Ni et Cu identifiés par U-statistiques. La régression spatiale multiélémentaire indique aussi que l'un de ces échantillons est favorable à la présence de minéralisations de Ni-Cu-Co.
11	Ni-Cu-Cr et Fe-Ti-V	3 échantillons anomaux en Li, Ni-Cu-Cr identifiés par U-statistiques; un échantillon anormal en Fe-Ti-V identifié par régression spatiale multiélémentaire contient 30 grains de molybdénite.
12	Ni-Cr	4 échantillons de till anomaux en Ni, Cr et Zn identifiés par U-statistiques; l'un de ces échantillons contient 42 grains de gahnite et un autre 10 grains de chalcoppyrite.
13	Cu-Mo	3 échantillons (1 de till et 2 d'eskers); un échantillon de till est anormal en Cu (U-statistiques) et Cu-Mo (régression spatiale multiélémentaire). Les échantillons contiennent entre 26 et 145 grains de chalcoppyrite.
14	Cu-Mo	2 échantillons de till anomaux en Cu (U-statistiques) et un en Cu-Mo (régression spatiale multiélémentaire). Les échantillons contiennent 5 et 15 grains de chalcoppyrite.
15	Ni-Cu	2 échantillons (1 de till et 1 d'esker) contenant 15 et 34 grains de chalcoppyrite et 8 à 19 d'ilménite.
16	SMV	2 échantillons de till anomaux en ETR, Cu, Cr et Zn identifiés par U-statistiques. L'un des échantillons contient 129 grains de chalcoppyrite et plusieurs grains de pyrite.
17	SMV	5 échantillons de till montrent des comptes anomaux de gahnite (entre 13 et 20 grains) et d'ilménite (jusqu'à 21 grains).
18	SMV	2 échantillons d'esker contiennent 25 et 32 grains de chalcoppyrite et 47 et 180 grains de gahnite probables.
19	IOCG	6 échantillons de till anomaux en ETR (4), Li (4), Ni (2), Cu (2), Zn (2) et Cr (1) identifiés par U-statistiques. L'un des échantillons contient 14 grains de chalcoppyrite.
20	IOCG	2 échantillons de till anomaux en ETR, Li, Cu, Zn, U et Cr identifiés par U-statistiques.

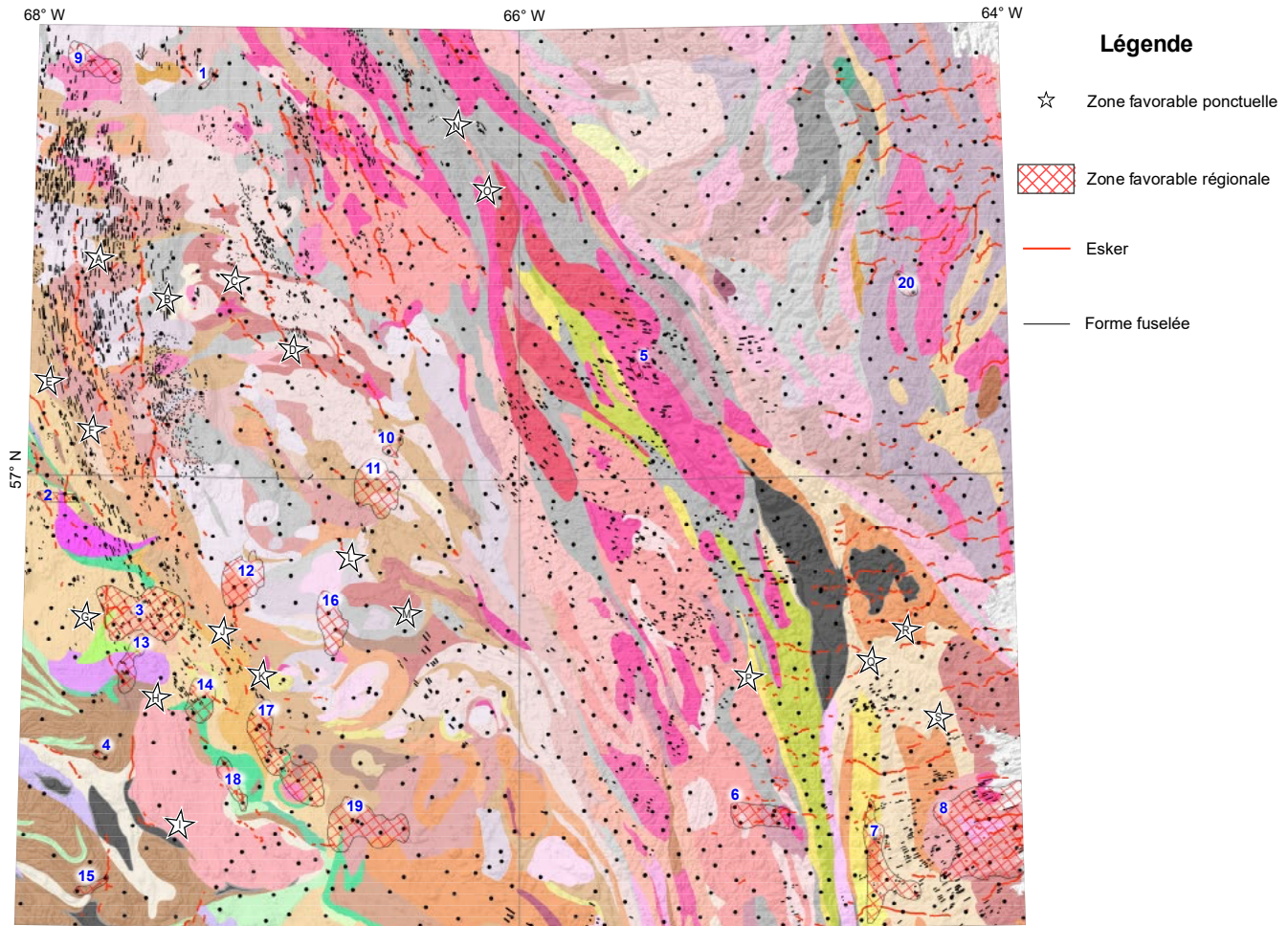


FIGURE 32 – Localisation des zones favorables régionales identifiées à la suite des analyses et des traitements statistiques réalisés dans le cadre de ce projet. La légende des zones géologiques est présentée en annexe.

Suite de Soisson. Elle inclut d'ailleurs l'indice Papavoine (Ni-Cu-Zn-Ag) et se trouve à proximité d'une cible cartographique pour le cuivre (MP-217).

La zone 11 démontre à la fois un potentiel pour des minéralisations de Li, Ni-Cu-Cr et Fe-Ti-V (figure 32). En effet, trois échantillons ont donné des résultats anomaux en ces éléments ($\geq 98^{\text{e}}$ centile, U-statistiques) et contiennent entre 10 et 20 grains d'ilménite. De plus, l'un de ces échantillons a été identifié pour son potentiel en Fe-Ti-V (régression spatiale multiélémentaire) et renferme de plus 30 grains de molybdénite et des grains de corindon. Cette zone inclut une cible cartographique associée à une minéralisation en sulfures dans les intrusions mafiques à ultramafiques de la Suite de Ralleau (15-IL-3020).

La zone 12 comprend quatre échantillons de till anomaux en Ni, Cr et Zn (U-statistiques; figure 32), ce qui semble indiquer un contexte favorable pour des minéralisations magmatiques de Ni-Cr. L'un des échantillons contient 42 grains de gahnite validés et jusqu'à 118 probables. Un autre échantillon comporte dix grains de chalcopryrite. Les échantillons proviennent d'un secteur dominé par des roches intrusives, des pyroxénites et des gabbroïtes de la Suite de Lhande.

Ce contexte ne permet pas vraiment d'expliquer l'existence de cette anomalie.

La zone 13 est définie par un échantillon de till et deux d'esker (figure 32). La zone montre un potentiel en Cu-Mo avec un échantillon anormal en ces éléments (régression spatiale multiélémentaire) et en Cu (U-statistiques). Les trois échantillons contiennent entre 26 et 145 grains de chalcopryrite et jusqu'à 48 grains de gahnite probable. Cette zone se situe dans un secteur exposant des roches gabbroïques de la Suite de Klein et se trouve à l'aval glaciaire de la Suite intrusive mafique de Gerido et du contact entre la Fosse du Labrador et le Domaine du Rachel-Laporte. Elle englobe également une cible cartographique pour le cuivre (15-MO-7068) et une autre pour le nickel (15-BC-6060).

La zone 14 regroupe deux échantillons de till anomaux en Cu (U-statistiques) et un anormal en Cu-Mo (régression spatiale multiélémentaire; figure 32). Ces deux échantillons renferment respectivement cinq et quinze grains de chalcopryrite. Cette zone comprend des roches gabbroïques, périclinitiques et amphibolitiques de la Suite de Klein et se trouve au contact entre le Domaine de Rachel-Laporte et la Fosse du Labrador. Cette zone compte un indice cartographique pour les oxydes de fer (15-IL-3059).

La zone 15 comprend deux échantillons (un de till et un d'esker) desquels ont été extraits 15 et 34 grains de chalcopryrite, 13 à 24 grains de staurotite et 8 à 19 grains d'ilménite (figure 32). Ces échantillons reposent sur les gabbros aphyriques de la Suite Wakuach. Cette zone se trouve à proximité d'un indice de cuivre (indice Cliff Cu).

Minéralisations de SMV

La zone 16 (figure 32) a été définie à l'aide de deux échantillons de till anomaux en Cu, Cr et Zn ($\geq 98^{\text{e}}$ centile, U-statistiques). L'un des échantillons contient près de 130 grains de chalcopryrite (et plusieurs de pyrite), ainsi que 25 grains d'ilménite. L'autre échantillon montre uniquement des grains d'ilménite (13). Les roches de la zone sont composées essentiellement d'intrusions felsiques à intermédiaires (tonalite, gneiss granitique, diorite, etc.). Cette anomalie ne peut être expliquée par la géologie locale.

La zone 17 présente un potentiel en SMV associé à un groupe de cinq échantillons de till montrant des comptes anomaux de gahnite (entre 13 et 20 grains de gahnite et jusqu'à 60 à 75 probables par échantillon, mais non validés par des analyses) (figure 32). Des échantillons contiennent aussi jusqu'à 21 grains d'ilménite. La zone ainsi définie recouvre en partie des amphibolites d'origine volcanique de la Suite de Klein et certains faciès de la Formation de Murdoch 2 qui pourraient être la source des anomalies observées. De plus, la zone se trouve à proximité du contact entre les domaines lithotectoniques de Rachel-Laporte et de Baleine.

La zone 18 (figure 32) est définie par deux échantillons d'esker contenant respectivement 25 et 32 grains de chalcopryrite. Un premier échantillon renfermait également 16 grains de gahnite (jusqu'à 47 probables) et le second 180 grains probables (non validés par des analyses). À proximité, on trouve des amphibolites d'origine volcanique de la Suite de Klein et des métapériodites qui pourraient constituer la source de cette anomalie. De plus, la zone se trouve au contact entre le Domaine de Rachel-Laporte et la Fosse du Labrador.

Zones favorables régionales pour des minéralisations de IOCG

La zone 19 regroupe six échantillons de till anomaux en ETR (4), Li (4), Ni (2), Cu (2), Zn (2) et Cr (1) (U-statistiques). L'un des échantillons contenait également quatorze grains de chalcopryrite. Ces résultats pourraient indiquer un potentiel pour des minéralisations de type IOCG. La zone est localisée à proximité du contact entre, d'une part, les métawackes et les méta-arénites de la Suite de Freneuse et, d'autre part, les diatexites et les paragneiss appartenant respectivement aux suites de Winnie et de False. De plus, elle se situe juste au contact entre les domaines lithotectoniques de Rachel-Laporte et de Baleine.

La zone 20 a été identifiée à partir de deux échantillons de till présentant des résultats anomaux pour plusieurs éléments, dont les ETR, Li, Ni, Cu, Zn, Cr et U ($\geq 98^{\text{e}}$ centile, U-sta-

tistiques). Ces deux échantillons reposent sur les orthogneiss tonalitiques du Complexe de Sukaliuk et les enderbites de la Suite d'Inuluttalik.

Bien que seulement deux zones favorables de ce type aient été identifiées, la géochimie des éléments en traces des grains de pyrite et chalcopryrite (voir section « Chimie des éléments en traces des sulfures par LA-ICP-MS ») semble également démontrer le potentiel de la zone d'étude pour ce type de minéralisation.

Influence de la dynamique glaciaire sur les zones favorables

La figure 19 donne un aperçu de l'importance du transport glaciaire et peut donc servir à mettre en contexte les zones favorables identifiées (voir la section « Évaluation du transport glaciaire »). La présente section traite des principaux éléments qui influencent la dynamique glaciaire de la région (direction et importance de transport) en lien avec ces zones favorables.

Les zones favorables les plus à l'ouest (zones ponctuelles A, B, C, D, E, F, G, H, J et K et zones régionales 1, 2, 3, 4, 9, 12, 14, 16, 17 et 18) sont associées à d'importants corridors de courant de glace ou sont localisées à la tête de ceux-ci (zone ponctuelle I), ce qui peut suggérer un transport glaciaire important vers le nord, de l'ordre de plusieurs kilomètres, et donc potentiellement une source plus au sud (figures 19a et 19b). Cependant, certaines de ces zones (par exemple la zone 3), caractérisées par un nombre d'échantillons élevé et de fortes anomalies, pourraient être associées à des sources plus locales.

La zone 8, à l'extrémité SE de la région d'étude, présente un contexte de transport similaire, mais avec une direction de transport vers l'est associée au courant de glace de Strange Lake. Les zones régionales 5, 6 et 7 correspondent à des contextes de glace dynamique avec des transports glaciaires potentiellement importants de direction WNW. De même, les zones Q, R et S montrent un contexte de transport similaire aux précédentes, mais dans une direction opposée vers le NE.

Les zones régionales 15 et 20 sont localisées dans un secteur de dépôt glaciaire mince présentant probablement une signature plus locale avec des transports dirigés respectivement vers le N et le NE. La zone 15 a été définie à partir d'un échantillon d'esker anomal dont l'origine est considérée comme plutôt locale en raison de ses caractéristiques morphologiques. Les zones N, O et P sont aussi situées dans des secteurs de dépôts glaciaires minces (signature plus locale), mais dont la direction de transport est vers le NNW (zones N et O) et vers le NW (zone P).

Les zones ponctuelles L et M ainsi que les zones régionales 10, 11, 19 se trouvent dans des secteurs caractérisés par de la décrépitude glaciaire. Le signal anomal dans ce type de terrain est souvent composite et pourrait donc être de nature locale à régionale. Finalement, la zone 13 a été définie à partir de deux échantillons d'eskers du groupe ouest qui, en raison de leurs caractéristiques morphologiques et sédimentologiques, sont interprétés comme associés à un transport peu important et une signature plutôt locale.

CHAPITRE 7 - CONCLUSION

Ce projet de cartographie des dépôts de surface et des morphologies quaternaires dans la région des rivières à la Baleine et George a permis d'acquérir et d'approfondir certaines connaissances touchant différents aspects de la géologie glaciaire régionale. Les thématiques abordées ont permis de produire des cartes de dépôts de surfaces, de décrire des coupes stratigraphiques et de définir l'extension de lacs glaciaires. Le cadre paléogéographique régional a été affiné grâce, entre autres, à de nouvelles données géochronologiques. Des zones favorables à la présence de différents types de minéralisations ont été identifiées à partir des analyses de sédiments glaciaires et fluvioglaciaires.

La cartographie des ensembles morphosédimentaires a permis de clarifier le schéma de déglaciation d'une région ayant préalablement fait l'objet d'hypothèses contradictoires. Les zones de décrépitude glaciaire, les courants de glace et les secteurs transitionnels ont été mis en évidence à partir des données cartographiques (carte des dépôts de surface) et géochimiques (indice d'altération). Ces travaux ont ainsi mis en évidence des secteurs caractérisés par des écoulements de la glace à forte vélocité, comme des courants de glace, alors que d'autres zones montrent des conditions de glace à base froide, peu érosives et non dynamiques. L'inventaire des marques d'érosion glaciaire de même que la chronologie relative établie entre les différents mouvements soulignent une séquence d'écoulements complexes qui se décline en cinq phases liées à l'activité de ligne de partage glaciaire ou encore à des courants de glace.

Lors de la déglaciation, les vallées des rivières George et à la Baleine ont abrité les lacs glaciaires Naskaupi et McLean. La reconstruction paléogéographique de certaines des phases importantes (notamment pour le Lac Naskaupi) et la datation de celles-ci ont permis d'en détailler l'évolution. Les âges obtenus par datation par isotope cosmogénique (^{10}Be) semblent démontrer que le drainage du Lac Naskaupi, et par extension celui des autres lacs de barrage glaciaire de l'Ungava, ont pu participer à l'événement de forçage climatique à 8,2 ka.

La Mer d'Iberville a déposé d'importantes constructions sédimentaires dans la partie nord de la région d'étude. L'élévation maximale atteinte par ce plan d'eau glaciomarin varie de manière importante d'est en ouest et du nord vers le sud, soulignant certaines particularités du schéma de déglaciation dans la région. La cartographie et l'identification de la limite marine dans la région investiguée, et au-delà, a permis de déterminer son étendue maximale dans les basses terres de l'Ungava. La datation de deltas glaciomarins par isotope cosmogénique (^{10}Be) a aidé à évaluer l'âge de l'invasion marine dans ce secteur et confirme l'origine et l'âge tardiglaciaire des morphologies glaciaires au nord de la HIZ.

Finalement, l'échantillonnage de till et d'eskers de même que les analyses réalisées sur la fraction fine et les minéraux indicateurs de ces sédiments ont permis l'identification de zones favorables pour l'exploration minérale. La grande diversité de contextes minéralisés suggérée par ces zones favorables illustre le potentiel de cette partie de la Province de Churchill. Les zones 3 et 7 s'avèrent les plus intéressantes et confirment la fertilité de la région pour les minéralisations en ETR, déjà mise en évidence par la présence du gisement de Strange Lake/Lac Brisson. Ces zones sont d'autant plus intéressantes qu'aucune lithologie connue ne semble pouvoir pleinement expliquer ces anomalies. Les zones 11, 12 et 13, définies à partir de résultats analytiques singuliers, attestent d'un potentiel pour des minéralisations d'origine magmatique. D'un point de vue plus conceptuel, il importe de rappeler le potentiel pour les minéralisations de type IOCG des zones favorables 19 et 20 mis en évidence par les différents traitements de classification et les analyses d'éléments en traces réalisés sur des grains de pyrite et de chalcopryrite.

L'ensemble de ces travaux, des analyses et des résultats obtenus dans ce projet de cartographie du Quaternaire pourront servir, nous l'espérons, de guide dans l'élaboration et la conduite de projets dans les domaines de l'exploration minérale, de la géologie glaciaire récente ou encore de l'occupation du territoire.

RÉFÉRENCES

- ALLARD, M., FOURNIER, A., GAHÉ, É., SÉGUIN, M.K., 1989. Le Quaternaire de la côte sud-est de la baie d'Ungava, Québec nordique. *Géographie physique et Quaternaire*; volume 43, pages 325-336. [doi](#)
- ALLARD, G., ROY, M., GHALEB, B., RICHARD, P.J.H., LAROCHE, A.C., VEILLETTE, J.J., PARENT, M., 2012. Constraining the age of the last interglacial-glacial transition in the Hudson Bay lowlands (Canada) using U-Th dating of buried wood. *Quaternary Geochronology*, volume 7, pages 37-47. [doi](#)
- AVERILL, S.A., 2017. The Blackwater gold-spessartine-pyrolusite dispersal train, British Columbia, Canada: Influence of sampling depth on indicator mineralogy and geochemistry. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*; volume 17, pages 43-60. [doi](#)
- BAKER, V. R., 1973. Paleohydrology and sedimentology of Lake Missoula flooding in eastern Washington. *Geological Society of America Special Paper* 144. [doi](#)
- BARBER, D.C., DYKE, A., HILLAIRES-MARCEL, C., JENNINGS, A.E., ANDREWS, J.T., KERWIN, M.W., BILODEAU, G., McNEELY, R., SOUTHON, J., MOREHEAD, M.D., GAGNON, J-M., 1999. Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*; volume 400, pages 344-348. [doi](#)
- BAMBER, J.L., VAUGHAN, D.G., JOUGHIN, I., 2000. Widespread Complex Flow in the Interior of the Antarctic Ice Sheet. *Science*; volume 287, pages 1248-1250. [doi](#)
- BARNES, S.-J., PRICHARD, H.M., COX, R.A., FISHER, P.C., GODEL, B., 2008. The location of the chalcophile and siderophile elements in platinum-group element deposits (a textural, microbeam and whole rock geochemical study): Implications for the formation of the deposits. *Chemical Geology*; volume 248, pages 295-317. [doi](#)
- 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*; volume 15, pages 23-33.
- BARNETT, D.M., 1967. Glacial Lake McLean and its relationships with Glacial Lake Naskaupi. *Geographical Bulletin*; volume 9, pages 96-101.
- BARNETT, D.M., PETERSON, J.A., 1964. The significance of glacial Lake Naskaupi 2 in the deglaciation of Labrador-Ungava. *Canadian Geographer*; volume 8, pages 173-181. [doi](#)
- BARTH, A.M., CLARK, P.U., CLARK, J., ROE, G.H., MARCOTT, S.A., McCABE, A.M., CAFFEE, M.W., CUZZONE, J.K., DUNLOP, P., 2018. Persistent millennial-scale glacier fluctuations in Ireland between 24 ka and 10 ka. *Geology*; volume 46, pages 151-154. [doi](#)
- BATTERSON, M.J., 1989. Dispersion glaciaire depuis le complexe alcalin de Strange Lake, dans le nord du Labrador. Dans : *Prospection glacio-sédimentaire* (DiLabio, R.N.W., Coker, W.B., éditeurs). Commission géologique du Canada; Études 89-20, pages 3545. [doi](#)
- BELAND, C.M.J., WILLIAMS-JONES, A.E., 2021. The genesis of the Ashram REE deposit, Quebec: Insights from bulk-rock geochemistry, apatite-monazite-bastnäsite replacement reactions and mineral chemistry. *Chemical Geology*; volume 578. [doi](#)
- BOSTOCK, H.S., 2014. Carte physiographique du Canada; Commission géologique du Canada; Carte 1254A (2ème édition), échelle 1/5 000 000. [doi](#)
- BOUCHARD, M.A., MARCOTTE, C., 1986. Regional glacial dispersal patterns in Ungava, Nouveau-Québec. *Geological Survey of Canada; Paper* 86-1B, pages 295-304. [doi](#)
- BRETZ, J.H., 1923. The channeled scabland of Washington. *Journal of Geology*, volume 31, pages 617-649. [doi](#)
- BROUARD, E., ROY, M., DUBÉ-LOUBERT, H., LAMARCHE, O., HÉBERT, S., 2020. Carte des dépôts de surface de la province de Québec, rapport sur les méthodes et les données. UQAM, Rapport soumis au Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; [MB 2020-10](#), 40 pages, 1 plan.
- BROUARD, E., ROY, M., DUBÉ-LOUBERT, H., HÉBERT, S., LAMARCHE, O., 2023. Carte glaciaire du Québec et synthèses régionales. UQAM, Rapport soumis au Ministère des Ressources naturelles et des Forêts, Québec; [MB 2023-04](#), 72 pages, 1 plan.
- CARABALLO ROJAS, E., 2023. Composition en éléments traces de la chalcopyrite : son potentiel comme minéral indicateur et les implications dans l'exploration minière. Université Laval; thèse de doctorat, 457 pages. [lien](#)
- CARRIVICK, J. L., TWEED, F. S., 2013. Proglacial lakes: character, behaviour and geological importance. *Quaternary Science Reviews*, volume 78, pages 34-52. [doi](#)
- CASSOFF, J., RICHARD, P.-L., LAROCHELLE, T., ZAMPINI, J., 2024. NI 43101 Technical Report, Mineral Resource Estimate for the Ashram Rare Earth Element and Fluospar Deposit, Nunavik, Québec, Canada prepared for: for Commerce Resources Corp. BBA, PLR Resources, L3 Process Development, DRA Global; 190 pages. [Lien](#)
- CHARETTE, B., LAFRANCE, I., VANIER, M.-A., 2018. Domaine lithotectonique de George, sud-est de la Province de Churchill, Nunavik, Québec, Canada : synthèse de la géologie. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; BG 2018-11, 1 plan. Page visitée le 7 mai 2024, <https://gq.mines.gouv.qc.ca/bulletins-geologiques/churchill/george/>
- CHARETTE, B., LAFRANCE, I., VANIER, M.-A., GODET, A., 2019. Domaine de Mistinibi-Raude, sud-est de la Province de Churchill, Nunavik, Québec, Canada : synthèse de la géologie. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; BG 2019-07, 1 plan. Page visitée le 7 mai 2024, <https://gq.mines.gouv.qc.ca/bulletins-geologiques/churchill/mistinibi-raude/>
- CHENG, Q., 1999. Spatial and scaling modelling for geochemical anomaly separation. *Journal of Geochemical Exploration*; volume 65, pages 175-194. [doi](#)
- CHENG, Q., AGTERBERG, F.P., BONHAM-CARTER, G.F., 1996. A spatial analysis method for geochemical anomaly separation. *Journal of Geochemical Exploration*; volume 56, pages 183-195. [doi](#)
- CLARK, P.U., FITZHUGH, W.W., 1992. Postglacial relative sea level history of the Labrador coast and interpretation of the archaeological record. Chapter 9. In: Johnson, L.L. (Ed.), *Paleoshorelines and Prehistory: an Investigation of Method*, pp. 189e213. Boca Raton.

- CLARK, C.D., KNIGHT, J.K., GRAY, J.T., 2000. Geomorphological reconstruction of the Labrador sector of the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*; volume 19, pages 1343-1366. [doi](#)
- CLARK, P.U., BROOK, E.J., RAISBECK, G.M., YIOU, F., CLARK, J., 2003. Cosmogenic ^{10}Be ages of the Saglek Moraines, Torngat Mountains, Labrador. *Geology*; volume 7, pages 617-620. [doi](#)
- CLARK, T., WARES, R., 2004. Synthèse lithotectonique et métallogénique de l'Orogène du Nouveau-Québec (Fosse du Labrador). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; [MM 2004-01](#), 182 pages, 1 plan.
- CLARKE, G.K.C., BUSH, A.B.G., BUSH, J.W.M., 2009. Freshwater Discharge, Sediment Transport, and Modeled Climate Impacts of the Final Drainage of Glacial Lake Agassiz. *Journal of Climate*; volume 22, pages 2161-2180. [doi](#)
- COOK, N., CIOBANU, C.L., GEORGE, L., ZHU, Z.-Y., WADE, B., EHRIG, K., 2016. Trace element analysis of minerals in magmatic-hydrothermal ores by laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry: Approaches and opportunities. *Minerals*; volume 6, 111. [doi](#)
- CORRIVEAU, L., 2007. Iron oxyde copper-gold ($\pm\text{Ag} \pm \text{Nb} \pm \text{P} \pm \text{REE} \pm \text{U}$) deposits: a Canadian perspective. In: *Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods* (Goodfellow, W.D., editor). Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division; Special Publication no. 5, pages 307-328.
- CORRIVEAU, L., WILLIAMS, P.J., MUMIN, A.H., 2010. Alteration vectors to IOCG mineralization – from uncharted terranes to deposits. In: *Exploring for Iron Oxide Copper-Gold Deposits: Canada and Global Analogues* (Corriveau, L., Mumin, H., editors). Geological Association of Canada; Short Course Note 20, 185 pages.
- CORRIVEAU, L., POTTER, E.G., MUMIN, A.H., 2023. Mineral systems with iron oxide copper-gold (IOCG) and affiliated deposits. *Geological Association of Canada; Special Volume 52*, 424 pages.
- COULTHARD, R.D., FURZE, M.F.A., PIENKOWSKI, A.J., NIXON, F.C., ENGLAND, J.H., 2010. New marine ΔR values for Arctic Canada. *Quaternary Geochronology*; volume 5, pages 419-434. [doi](#)
- CUZZONE, J.K., CLARK, P.U., CARLSON, A.E., ULLMAN, D.J., RINTERKNECHT, V.R., MILNE, G.A., LUNKKA, J.P., WOHLFARTH, B., MARCOTT, S.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*; volume 448, pages 34-41. [doi](#)
- D'AMOURS, I., INTISSAR, R., 2013. Levé magnétique et spectrométrie aéroporté dans le secteur du lac Romanet, Province de Churchill. Ministère des Ressources naturelles, Québec; [DP 2013-02](#), 10 pages, 280 plans.
- DAIGNEAULT, R.-A., 2008. Géologie du Quaternaire du nord de la péninsule d'Ungava, Québec. Commission géologique du Canada; Bulletin 533, 126 pages. [doi](#)
- DALTON, A.S., DULFER, H.E., MARGOLD, M., HEYMAN, J., CLAGUE, J.J., FROESE, D.G., GAUTHIER, M.S., HUGHES, A.L.C., JENNINGS, C.E., NORRIS, S.L., STOKER, B.J., 2023. Deglaciation of the north American ice sheet complex in calendar years based on a comprehensive database of chronological data: NADI-1. *Quaternary Science Reviews*; volume 321. [doi](#)
- DIGONNET, S., GOULET, N., BOURNE, J., STEVENSON, R., ARCHIBALD, D., 2000. Petrology of the Abloviak Aillikite dykes, New Québec: evidence for a Cambrian diamondiferous alkaline province in northeastern North America. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 37, pages 517-533. [doi](#)
- DiLABIO, R.N.W., 1990. Classification and interpretation of the shapes and surface textures of gold grains from till on the Canadian Shield. Geological Survey of Canada; Paper 90-1C, pages 323-329. [doi](#)
- DUBÉ-LOUBERT, H., 2017. Géochimie de la fraction fine et analyse des minéraux indicateurs de sédiments glaciaires et fluvioglaciaires de la Province de Churchill sud-est, région du lac Jeannin (24B) et d'un secteur limitrophe de la province de Terre-Neuve-et-Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; [DP 2017-05](#), 5 pages.
- DUBÉ-LOUBERT, H., 2019. Géologie des dépôts de surface de la région de la rivière Arnaud (SNRC 24M05 à 24M08, 25D06, 25D07, 34P08, 34P09, 34P16, 35A01 et 35A08), péninsule d'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; [RP 2019-01](#), 23 pages, 2 plans.
- DUBÉ-LOUBERT, H., 2025a. Réanalyse des minéraux indicateurs de sédiments glaciaires et fluvioglaciaires de la Province de Churchill sud-est (SNRC 24G, 24H, 24A et 24B). Ministère de des Ressources naturelles et des Forêts, Québec; [DP 2025-04](#), 35 pages.
- DUBÉ-LOUBERT, H., 2025b. Analyse des minéraux indicateurs de sédiments fluvioglaciaires de la région de Puvirnituq, Province du Supérieur (SNRC 35C et 34N). Ministère de des Ressources naturelles et des Forêts, Québec; [DP 2025-05](#), 8 pages.
- DUBÉ-LOUBERT, H., DAUBOIS, V., 2016a. Géochimie de la fraction fine et analyse des minéraux indicateurs des sédiments glaciaires et fluvioglaciaires de la province de Churchill sud-est, région du lac Saffray (24G). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; [DP 2016-07](#), 5 pages.
- DUBÉ-LOUBERT, H., DAUBOIS, V., 2016b. Géochimie de la fraction fine et analyse des minéraux indicateurs des sédiments glaciaires et fluvioglaciaires de la province de Churchill sud-est, région du lac Henrietta (24H). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; [DP 2016-08](#), 5 pages.
- DUBÉ-LOUBERT, H., DAUBOIS, V., 2016c. Géochimie de la fraction fine et analyse des minéraux indicateurs des sédiments glaciaires et fluvioglaciaires de la province de Churchill sud-est, région du lac Brisson. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; [DP 2016-09](#), 5 pages.
- DUBÉ-LOUBERT, H., ROY, M., 2017. The development, evolution, and drainage of glacial Lake Naskaupi during the deglaciation of north-central Quebec and Labrador. *Journal of Quaternary Science*; volume 32, pages 1121-1137. [doi](#)
- DUBÉ-LOUBERT, H., ROY, M., ALLARD, G., LAMOTHE, M., VEILLETTE, J.J., 2013. Glacial and nonglacial events in the eastern James Bay lowlands, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, volume 50, pages 379-396. [doi](#)
- DUBÉ-LOUBERT, H., DAUBOIS, V., ROY, M., ALLARD, G., 2015. Géologie des dépôts de surface de la région du lac Saffray. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; [RP 2014-06](#), 48 pages, 1 plan.
- DUBÉ-LOUBERT, H., DAUBOIS, V., ROY, M., 2016a. Géologie des dépôts de surface de la région du lac Brisson (24A). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; [RP 2016-03](#), 22 pages, 1 plan.

- DUBÉ-LOUBERT, H., DAUBOIS, V., ROY, M., 2016b. Géologie des dépôts de surface de la région du lac Henrietta (24H). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; [RP 2016-01](#), 34 pages, 1 plan
- 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*; volume 191, pages 31-40. [doi](#)
- DUBÉ-LOUBERT, H., HÉBERT, S., ROY, M., 2019. Géologie des dépôts de surface de la région de la rivière Arnaud (SNRC 25D [moitié sud] et 24M [moitié nord]). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; [RP 2018-04](#), 20 pages, 1 plan.
- DUBÉ-LOUBERT, H., ROY, M., VEILLETTE, J.J., BROUARD, É., SCHAEFER, J.M., CLARK, P.U., 2021. The role of glacial dynamics in the development of ice divides and the Horseshoe Intersection Zone of the northeastern Labrador Sector of the Laurentide Ice Sheet. *Geomorphology*; volume 387. [doi](#)
- DURAN, C.J., BARNES, S.-J., CORKERY, J.T., 2015. Chalcophile and platinum-group element distribution in pyrites from the sulfide-rich pods of the Lac des Iles Pd deposits, Western Ontario, Canada: Implications for post-cumulus re-equilibration of the ore and the use of pyrite compositions in exploration. *Journal of Geochemical Exploration*; volume 158, pages 223-242. [doi](#)
- DURAN, C., PAGÉ, P., DUBÉ-LOUBERT, H., BARNES, S.-J., ROY, M., 2017. Signatures en éléments traces des sulfures provenant de dépôts de till et d'esker de la Province de Churchill, nord du Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; [MB-2017-04](#), 26 pages
- DURAN, C., DUBÉ-LOUBERT, H., PAGÉ, P., BARNES, S.-J., ROY, M., SAVARD, D., 2018. Signatures en éléments traces des sulfures et sulfarséniures provenant de dépôts de till et d'esker de la Province de Churchill, nord du Québec : discrimination des styles de minéralisation et vectorisation vers des cibles potentielles. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; [MB 2018-04](#), 48 pages
- DURAN, C.J., DUBÉ-LOUBERT, H., PAGÉ, P., BARNES, S.-J., ROY, M., SAVARD, D., CAVE, B.J., ARGUIN, J.P., MANSUR, E.T., 2019. Applications of trace element chemistry of pyrite and chalcopyrite in glacial sediments to mineral exploration targeting: Example from the Churchill Province, northern Quebec, Canada *Journal of Geochemical Exploration*; volume 196, pages 105-130. [doi](#)
- DYKE, A.S., 1993. Landscapes of cold-centred Late Wisconsinan ice caps, Arctic Canada. *Progress in Physical Geography*; volume 17, pages 223-247. [doi](#)
- DYKE, A.S., PREST, V.K., 1987. Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire*; volume 41, pages 237-263. [doi](#)
- DYKE, A.S., MOORE, A., ROBERTSON L., 2003. Deglaciation of North America. Geological Survey of Canada; Open File 1574. [doi](#)
- ELLISON, C.R.W., CHAPMAN, M.R., HALL, I.R., 2006. Surface and Deep Ocean Interactions During the Cold Climate Event 8200 Years Ago. *Science*; volume 312, pages 1929-1932. [doi](#)
- FOURNIER, D., 1981. Gîtes de Cu-Zn et Cu-Ni dans la partie nord de la Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; [DPV 835](#), 23 pages, 3 plans.
- FOURNIER, D., 1983. Gîtes de Cu-Zn et de Cu-Ni de la Fosse du Labrador, Québec. Université de Paris-Sorbonne; thèse de doctorat, 210 pages.
- FOURNIER, D., 1985. Minéralisations de la partie orientale du géosynclinal du Labrador (Groupe de Laporte). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; [ET 83-23](#), 49 pages, 4 plans.
- FOURNIER, N., 2015. Concentration et analyse de minéraux lourds provenant de sédiments glaciaires 2015, projet no 117840527-2014-01, Churchill. IOS Services Géoscientifiques; rapport inédit soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, 411 pages. [disponible dans le dossier «Autres données numériques» du DP 2017-05].
- FULTON, R.J., 1995. Matériaux superficiels du Canada. Commission géologique du Canada; carte 1880A, 1 plan. [doi](#)
- GANGLOFF, P., PISSART, A., 1983. Évolution géomorphologique et pases minérales près de Kuujuaq (Fort Chimo, Québec). *Bulletin de la Société géographique de Liège*; volume 19, pages 119-132.
- GENNA, D., 2023. Utilisation de la chimie des pyrites en contexte d'exploration aurifère : optimisation du protocole analytique et applications. Projet collaboratif du Consorem et MISA. Rapport final, 14 pages.
- GEORGE, L.L., COOK, N.J., CROWE, B.B.P., CIOBANU, C.L., 2017. Trace elements in hydrothermal chalcopyrite. *Mineral Magazine*; volume 82, pages 59-88. [doi](#)
- GODBOUT, P.-M., BROUARD, E., ROY, M., 2023. 1-km resolution rebound surfaces and paleotopography of glaciated North America since the Last Glacial Maximum. *Scientific Data*; volume 10, pages 1-12. [doi](#)
- GOWANS, R.M., LEWIS, W.J., ZALNIERIUNAS, R.V., 2017. Quest Rare Minerals Ltd. NI43101 Technical report for the updated resource estimate for the Strange Lake Property, Québec, Canada. Micon International, 144 pages. [Lien](#)
- 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*; volume 17, pages 289-310. [doi](#)
- GRAY, J.T., LAURIOL, B., BRUNEAU, D., RICARD, J., 1993. Postglacial emergence of Ungava Peninsula, and its relationship to glacial history. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 30, pages 1676-1696. [doi](#)
- HARE, F.K., 1955. Mapping of physiography and vegetation in Labrador-Ungava. *Canadian Geographer*; volume 5, pages 17-28. [doi](#)
- HÉBERT, S., LÉVESQUE, M.-A., PROULX, A., 2023. Géologie des dépôts de surface de la région des lacs Nuvilic, Nunavik, Québec, Canada. Ministère des Ressources naturelles et des Forêts, Québec; [BQ 2023-01](#), 1 plan.
- HEINRICH, H., 1988. Origin and Consequences of Cyclic Ice Rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the Past 130,000 Years. *Quaternary Research*; volume 29, pages 142-152. [doi](#)
- HEMMING, S.R., 2004. Heinrich events: massive late Pleistocene detritus layers of the north Atlantic and their global climate imprint. *Review of Geophysics*; volume 42, pages 1-43. [doi](#)
- HENDERSON, E.P., 1959. A glacial study of central Quebec-Labrador. Geological Survey of Canada; Bulletin 50, 94 pages, 1 plan. [doi](#)
- HOFFMAN, P.F., 1981. Autopsy of Athapuscow aulacogen: a failed arm affected by three collisions. In: *Proterozoic Basins of Canada* (Campbell, F.H.A., editor). Geological Survey of Canada; Paper 81-10, pages 97-102. [doi](#)

- HOULE, P., PERREAULT, S., 2007. Les Orogènes du Nouveau-Québec et des Torngat, la Province de Churchill Sud-Est (zone noyau) et l'Orogène de l'Ungava (région administrative 10, Nord-du-Québec). Dans : Rapport sur les activités d'exploration minière au Québec 2007 (Perreault, S., éditeur). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; [DV 2008-01](#), pages 35-40.
- HUGHES, O.L., 1964. Surficial geology, Nichicun-Kaniapiscaw map-area, Quebec. Geological Survey of Canada; Bulletin 106, 20 pages, 1 plan. [doi](#)
- IVES, J.D., 1959. The former ice-dammed lakes and the deglaciation of the middle reaches of the George River valley. McGill Sub-Arctic Research Papers; volume 6, pages 39-44.
- IVES, J.D., 1960. Former ice-dammed lakes and deglaciation of the middle reaches of the George River, Labrador-Ungava. Geographical Bulletin; volume 14, pages 44-70. [doi](#)
- JANSSON, K.N., 2003. Early Holocene glacial lakes and ice marginal retreat pattern in Labrador/Ungava, Canada. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology; volume 193, pages 473-501. [doi](#)
- JANSSON, K.N., 2005. Map of the glacial geomorphology of north central Québec-Labrador, Canada. Journal of Maps; volume 1, pages 46-55. [doi](#)
- JANSSON, K.N., KLEMAN, J., 2004. Early Holocene glacial lake meltwater injections into the Labrador Sea and Ungava Bay. Paleooceanography; volume 19, pages 1-12.
- JANSSON, K.N., KLEMAN, J., MARCHANT, D., 2002. The succession of ice-flow patterns in north-central Québec, Canada. Quaternary Science Reviews; volume 21, pages 503-523. [doi](#)
- JANSSON, K.N., STROEVEN, A.P., KLEMAN, J., 2003. Configuration and timing of Ungava Bay ice streams, Labrador-Ungava, Canada. Boreas; volume 32, pages 256-262. [doi](#)
- 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; volume 21, pages 1063-1066. [doi](#)
- KLASSEN, R.A., THOMPSON, F.J., 1993. Glacial history, drift composition, and mineral exploration, Central Labrador. Geological Survey of Canada; Bulletin 435, 76 pages. [doi](#)
- KLASSEN, R.A., PARADIS, S.J., BOLDUC, A.M., THOMAS, R.D., 1992. Formes et dépôts glaciaires, Labrador (Terre-Neuve) et est du Québec. Commission géologique du Canada; carte 1814A, 1 plan. [doi](#)
- 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; volume 319, pages 60-64. [doi](#)
- KLEMAN, J., 1994. Preservation of landforms under ice sheets and ice caps. Geomorphology; volume 9, pages 1932. [doi](#)
- KLEMAN, J., BORGSTRÖM, I., HÄTTESTRAND, C., 1994. Evidence for a relict glacial landscape in Quebec-Labrador. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology; volume 111, pages 217-228. [doi](#)
- KIRBY, R.P., 1961. The last phases of deglaciation in the Schefferville area as interpreted from glacial drift and till fabric analysis. McGill University; mémoire de maîtrise, 110 pages. [lien](#)
- LAFRANCE, I., VANIER, M.-A., 2021. Domaine lithotectonique de Rachel-Laporte, sud-est de la Province de Churchill, Nunavik, Québec, Canada : synthèse de la géologie. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; BG 2021-01, 4 plans. Page consultée le 7 mai 2024, <https://gq.mines.gouv.qc.ca/bulletins-geologiques/churchill/rachel-laporte/>
- LAFRANCE, I., VANIER, M.-A., 2022. Domaine lithotectonique de Falcoz, sud-est de la Province de Churchill, Nunavik, Québec, Canada : synthèse de la géologie. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; BG 2022-01, 1 plan. Page consultée le 7 mai 2024, <https://gq.mines.gouv.qc.ca/bulletins-geologiques/churchill/falcoz/>
- LAFRANCE, I., SIMARD, M., BANDYAYERA, D., 2014. Géologie de la région du lac Saffray (SNRC 24F, 24G). Ministère des Ressources naturelles, Québec; [RG 2014-02](#), 51 pages, 1 plan.
- LAFRANCE, I., BANDYAYERA, D., BILODEAU, C., 2015. Géologie de la région du lac Henrietta (SNRC 24H). MERN; [RG 2015-01](#), 62 pages, 1 plan.
- LAFRANCE, I., BANDYAYERA, D., CHARETTE, B., BILODEAU, C., DAVID, J., 2016. Géologie de la région du lac Brisson (SNRC 24A). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; [RG 2015-05](#), 61 pages, 1 plan.
- LAFRANCE, I., CHARETTE, B., VANIER, M.-A., 2018. Sud-est de la Province de Churchill, Nunavik, Québec, Canada : synthèse de la géologie. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; BG 2018-12. Page consultée le 7 mai 2024, <https://gq.mines.gouv.qc.ca/bulletins-geologiques/churchill/>
- LAFRANCE, I., VANIER, M.-A., CHARETTE, B., 2020. Domaine lithotectonique de Baleine, sud-est de la Province de Churchill, Nunavik, Québec, Canada : synthèse de la géologie. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; BG 2020-07, 4 plans. Page consultée le 7 mai 2024, <https://gq.mines.gouv.qc.ca/bulletins-geologiques/churchill/baleine/>
- LAJEUNESSE, P., ST-ONGE, G., 2008. Subglacial origin of Lake Agassiz-Ojibway final outburst flood. Nature Geoscience; volume 3, pages 184-188.
- LAMOTHE, D., 2009. Cartes géochimiques Modelbuilder et cibles anormales de l'environnement secondaire pour le Québec. Ministère des Ressources naturelles et des Forêts, Québec; [MB 2009-11](#), 33 plans.
- LARGE, R.R., DANYUSHEVSKY, L., HOLLIT, C., MASLENNIKOV, V., MEFFRE, S., GILBERT, S., BULL, S., SCOTT, R., EMSBO, P., THOMAS, H., SINGH, B., FOSTER, J., 2009. Gold and Trace Element Zonation in Pyrite Using a Laser Imaging Technique: Implications for the Timing of Gold in Orogenic and Carlin-Style Sediment-Hosted Deposits. Economic Geology; volume 104, pages 635-668. [doi](#)
- LAURIOL, B., 1982. Géomorphologie quaternaire du sud de l'Ungava. Paléo-Québec; volume 15, 174 pages.
- LAURIOL, B., GRAY, J.T., 1983. Un lac glaciaire dans la région du lac Minto – Nouveau-Québec. Revue canadienne des sciences de la Terre; volume 20, pages 1488-1492. [doi](#)
- LAVOIE, J., 2020. Procédure pour le traitement de la géochimie de l'environnement secondaire par régression spatiale. Projet CONSOREM, 12 pages.
- LEE, H.A., EADE, K.E., HEYWOOD, W.W., 1960. Surficial geology, Sakami Lake. Geological Survey of Canada; Map 52-1959. [doi](#)

- LEFEBVRE-FORTIER, C., ROY, M., DUBÉ-LOUBERT, H., BROUARD, E., SCHAEFER, J.M., 2024. Configuration and timing of the postglacial marine incursion along the eastern Ungava Peninsula (Nunavik, Canada): implications for deglaciation models. *Journal of Quaternary Science*; volume 39, pages 359-372. [doi](#)
- 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; Annual Report 8, part L, 387 pages. [doi](#)
- MARGOLD, M., STOKES, C.R., CLARK, C.D., 2015a. Ice streams in the Laurentide Ice Sheet: Identification, characteristics, and comparison to modern ice sheets. *Earth-Science Reviews*; volume 143, pages 117-146. [doi](#)
- MARGOLD, M., STOKES, C.R., CLARK, C.D. KLEMAN, J., 2015b. Ice streams in the Laurentide Ice Sheet: a new mapping inventory. *Journal of Maps*; volume 11, pages 380-395. [doi](#)
- 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*; volume 189, pages 1-30. [doi](#)
- MARK, D.M., 1974. On the interpretation of till fabrics. *Geology*; volume 2, pages 101-104. [doi](#)
- MARQUETTE, G.C., GRAY, J.T., GOSSE, J.C., COURCHESNE, F., STOCKLI, L., MacPHERSON, G., FINKEL, R., 2004. Felsenmeer persistence under non-erosive ice in the Torngat and Kaumajet mountains, Quebec and Labrador, as determined by soil weathering and cosmogenic nuclide exposure dating. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 41, pages 19-38. [doi](#)
- MATTHEW, E.M., 1961a. Deglaciation of the George River basin, Labrador/Ungava. McGill Sub-Arctic Research Papers; volume 11, pages 29-45.
- MATTHEW, E.M., 1961b. The glacial geomorphology and deglaciation of the George River basin and adjacent areas in Northern Quebec. McGill University; thèse de doctorat., 211 pages. [lien](#)
- McCLENAGHAN, M.B., 2011. Overview of common processing methods for recovery of indicator minerals from sediment and bedrock in mineral exploration. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*; volume 11, pages 265-278. [doi](#)
- McCLENAGHAN, M.B., PAULEN, R.C., 2018. Application of Till Mineralogy and Geochemistry to Mineral Exploration. In: *Past glacial Environments* (second edition) (Menzies, J. and van der Meer, J.J.M., editors). Elsevier; pages 689-751. [doi](#)
- McCLENAGHAN, M.B., PAULEN, R.C., LAYTON-MATTHEWS, D., HICKEN, A.K., AVERILL, S.A., 2015. Glacial dispersal of gahnite from the Izok Lake Zn-Cu-Pb-Ag VMS deposit, northern Canada. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*; volume 15, pages 333-349. [doi](#)
- McCLENAGHAN, M.B., PAULEN, R.C., KJARSGAARD, I.M., 2019. Rare metal indicator minerals in bedrock and till at the Strange Lake peralkaline complex, Quebec and Labrador, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 56, pages 857-869. [doi](#)
- McCONNELL, J.W., BATTERSON, M.J., 1987. The strange lake Zr-Y-Nb-Be-REE deposit, Labrador: A geochemical profile in till, lake and stream sediment, and water. *Journal of Geochemical Exploration*; volume 29, pages 105-127. [doi](#)
- McKINNON-MATTHEWS, J., HARRIS, B., STOLLENWERK, M., DOHERTY, M., McCALL, L., 2001. The 2000-2001 exploration program on the Quebec 7 property. WMC International Limited. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec; [GM 59375](#), 29 pages, 11 plans.
- MINISTÈRE DES FORÊTS, DE LA FAUNE ET DES PARCS, 2013. Zones de végétation et domaines bioclimatiques du Québec. Gouvernement du Québec. En ligne : <https://www.mffp.gouv.qc.ca/forets/inventaire/inventaire-zones-cartes.jsp>
- MINISTÈRE DES RESSOURCES NATURELLES ET DES FORÊTS, 2024. Seuils indiciaires, anomaux et significatifs pour les substances métalliques dans le SIGÉOM. Page consultée le 7 juin 2024. <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documentation/informations-complementaires/seuils-indiciaires-anomaux-significatifs-substances-metalliques/>
- MONTREUIL, J.-F., POTTER, E.G., CORRIVEAU, L., DAVID, W.J., 2016. Element mobility patterns in magnetite-group IOCG systems: The Fab IOCG system, Northwest Territories, Canada. *Ore Geology Reviews*; volume 72, pages 562-584. [doi](#)
- NESBITT, H.W., YOUNG, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*; volume 299, pages 715-717. [doi](#)
- O'BRIEN, J.J., SPRY, P.G., TEALE, G.S., JACKSON, S.E., KOENIG, A.E., 2015. Gahnite composition as a means to fingerprint metamorphosed massive sulfide and non-sulfide zinc deposits. *Journal of Geochemical Exploration*; volume 159, pages 48-61. [doi](#)
- O'CONNOR, J. E., 1993. Hydrology, hydraulics, and geomorphology of the Bonneville Flood. Geological Society of America Special Paper 274. [doi](#)
- PARADIS, S.J., PARENT, M., 2002a. Géologie des formations en surface, Rivière Koroc (moitié est), Québec-Terre-Neuve-et-Labrador. Commission géologique du Canada; carte 2013A. [doi](#)
- PARADIS, S.J., PARENT, M., 2002b. Géologie des formations en surface, Rivière Koroc (moitié ouest), Québec. Commission géologique du Canada; carte 2014A. [doi](#)
- PAULEN, R.C., STOKES, C.R., FORTIN, R., RICE, J.M., DUBÉ-LOUBERT, H., McCLENAGHAN, M.B., 2017. Dispersal trains produced by ice streams: an example from Strange Lake, Labrador, Canada. In: *Proceedings of Exploration 2017, Sixth Decennial International Conference on Mineral Exploration*, (Tschirhart, V., Thomas, M.D., editors); DMEC: Decennial Mineral Exploration Conferences; volume 17, pages 871-875.
- PAULEN, R.C., RICE, J.M., CAMPBELL, H.E., McCLENAGHAN, M.B., 2019a. Surficial geology, Knox Lake, Newfoundland and Labrador-Quebec, NTS 23-I northwest. Geological Survey of Canada; Map 377. [doi](#)
- PAULEN, R.C., RICE, J.M., ROSS, M., 2019b. Surficial geology, Adelaide Lake, Newfoundland and Labrador-Quebec, NTS 23-I northeast. Geological Survey of Canada; Map 395. [doi](#)
- PAULEN, R.C., STOKES, C.R., FORTIN, R., RICE, J.M., DUBÉ-LOUBERT, H., McCLENAGHAN, M.B., 2017. Dispersal trains produced by ice streams: an example from Strange Lake, Labrador, Canada. In: *Tschirhart, V., THOMAS, M.D. (eds), Sixth Decennial International Conference on Mineral Exploration, Proceedings of Exploration*; volume 17, pages 871-875.
- PAULEN, R.C., RICE, J.M., ROSS, M., 2020. Surficial geology, Lac Laporte, Quebec, NTS 23-P southwest. Geological Survey of Canada; Map 410. [doi](#)

- PEDREIRA PÉREZ, R., 2017. La Suite mafique-ultramafique de Nuvulialuk : une nouvelle séquence ophiolitique dans l'arrière-pays de la Zone Noyau du sud-est de la Province de Churchill (Québec). Université du Québec à Chicoutimi; mémoire de maîtrise, 257 pages, 1 plan. [lien](#)
- PISSART, A., GANGLOFF, P., 1984. Les paises minérales et organiques de la vallée de l'Avenau, près de Kuujuaq, Québec subarctique. *Géographie physique et Quaternaire*; volume 38, pages 217-318. [doi](#)
- POUFFE, A., FERBEY, T., ANDERSON, B., HASHMI, S., WARD, B., 2013. Indicator minerals and till geochemistry near porphyry deposits in the Canadian Cordillera. Dans : Québec Mines 2013, Résumés des conférences et des photoprésentations. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2014-03, page 39.
- PREST, V.K., GRANT, D.R., RAMPTON, V.N., 1970. Carte glaciaire du Canada. Commission géologique du Canada; carte 1253A. [doi](#)
- REFSNIDER, K.A., MILLER, G.H., 2010. Ice-sheet erosion and the stripping of Tertiary regolith from Baffin Island, eastern Canadian Arctic. *Quaternary Science Reviews*; volume 67, pages 176-189. [doi](#)
- RICE, J.M., PAULEN, R.C., ROSS, M., 2017a. Surficial geology, Lac Mistinibi, Quebec, NTS 23-P northeast. Geological Survey of Canada; Map 316 (preliminary). [doi](#)
- RICE, J.M., PAULEN, R.C., ROSS, M., 2017b. Surficial geology, Rivière De Pas, Quebec, NTS 23-P northwest. Geological Survey of Canada; Map 333 (preliminary). [doi](#)
- RICE, J.M., ROSS, M., PAULEN, R.C., KELLEY, S.E., BRINER, J.P., NEUDORF, C.M., LIAN, O.B., 2019. Refining the ice flow chronology and subglacial dynamics across the migrating Labrador Divide of the Laurentide Ice Sheet with age constraints on deglaciation. *Journal of Quaternary Science*; volume 34, pages 519-535. [doi](#)
- ROY, M., CLARK, P.U., RAISBECK, G.M., YIOU, F., 2004. Geochemical constraints on the regolith hypothesis for the middle Pleistocene transition. *Earth Planetary Science Letters*; volume 227, pages 281-296. [doi](#)
- SCHAEFER, J.M., DENTON, G.H., KAPLAN, M., PUTNAM, A., FINKEL, R.C., BARRELL, D.J.A., ANDERSEN, B.G., SCHWARTZ, R., MacKINTOSH, A., CHINN, T., SCHLÜCHTER, C., 2009. High-Frequency Holocene Glacier Fluctuations in New Zealand Fiffer from the Northern Signature. *Science*; volume 324, pages 622-625. [doi](#)
- SHORT, S.K., 1981. Radiocarbon date list I: Labrador and northern Quebec, Canada. Institute of Arctic and Alpine Research; Occasional Paper 36, 33 pages. [lien](#)
- SHORT, S.K., NICHOLS, H., 1977. Holocene Pollen Diagrams from Subarctic Labrador-Ungava: Vegetational History and Climatic Change. *Arctic and Alpine Research*; volume 9, pages 265-290. [doi](#)
- SHREVE, R.L., 1972. Movement of Water in Glaciers. *Journal of Glaciology*; volume 11, pages 205-214. [doi](#)
- SIMARD, M., LAFRANCE, I., HAMMOUCHE, H., LEGOUX, C., 2013. Géologie de la région de Kuujuaq et de la baie d'Ungava (SNRC 24J, 24K). Ministère des Ressources naturelles, Québec; [RG 2013-04](#), 62 pages, 1 plan.
- SKINNER, R.G., 1973. Quaternary Stratigraphy of the Moose River Basin, Ontario. Geological Survey of Canada; Bulletin 225, 77 pages, 7 plans. [doi](#)
- STORRAR, R.D., STOKES, C.R., EVANS, D.J.A., 2013. A map of large Canadian eskers from Landsat satellite imagery. *Journal of Maps*; volume 9, pages 456-473. [doi](#)
- STORRAR, R.D., STOKES, C.R., EVANS, D.J.A., 2014. Morphometry and pattern of a large sample (>20,000) of Canadian eskers and implications for subglacial drainage beneath ice sheets. *Quaternary Science Reviews*; volume 105, pages 1-25. [doi](#)
- 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*; volume 29, pages 1000-1017. [doi](#)
- STUIVER, M., REIMER, P.J., REIMER, R.W., 2018. CALIB 7.1 [Programme web]; <http://calib.org/calib/>, page web visitée le 2024-05-06.
- SYVERSON, K.M., GAFFIELD, S.J., MICKELSON, D.M., 1994. Comparison of esker morphology and sedimentology with former ice-surface topography, Burroughs Glacier, Alaska. *Geological Society of America Bulletin*; volume 106, pages 1130-1142. [doi](#)
- THOMAS, E.R., WOLFF, E.W., MULVANEY, R., STEFFENSEN, J.P., JOHNSEN, S.J., ARROWSMITH, C., WHITE, J.W.C., VAUGHN, B., POPP, T., 2007. The 8.2 ka event from Greenland ice cores. *Quaternary Science Reviews*; volume 26, pages 70-81.
- TRÉPANIÉ, S., 2006. Identification de domaines géochimiques à partir des levés régionaux de sédiments de fond de lac - Phase 2. Rapport du CONSOREM soumis au Ministère des Ressources naturelles et des Forêts; [MB 2006-07](#), 82 pages.
- ULLMAN, D.J., CARLSON, A.E., HOSTETLER, S.W., CLARK, P.U., CUZZONE, J., MILNE, G.A., WINSOR, K., CAFFEE, M., 2016. Final Laurentide ice-sheet deglaciation and Holocene climate-sea level change. *Quaternary Science Reviews*; volume 152, pages 49-59. [doi](#)
- VAN DEN BROEKE, M., BAMBER, J., ETTEMA, J., RIGNOT, E., SCHRAMA, E., VAN DE BERG, W.J., VAN MEIJGAARD, E., VELICOGNA, I., WOUTERS, B., 2009. Partitioning Recent Greenland Mass Loss. *Science*; volume 326, pages 984-986. [doi](#)
- VAUGHAN, D.J., 2006. Sulfide Mineralogy and Geochemistry: Introduction and Overview. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*; volume 61, pages 1-5. [doi](#)
- 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*; volume 18, pages 993-1019. [doi](#)
- VERPAELST, P., BRISEBOIS, D., PERREAULT, S., SHARMA, K.N.M., DAVID, J., 2000. Géologie de la région de la rivière Koroc et d'une partie de la région de Hébron, 24I et 14L. Ministère des Ressources naturelles, Québec; [RG 99-08](#), 62 pages, 10 plans.
- VINCENT, J.-S., PREST, V.K., 1987. The Early Wisconsinan History of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire*; volume 41, pages 199-213. [doi](#)
- WARDLE, R.J., JAMES, D.T., SCOTT, D.J., HALL, J., 2002. The southeastern Churchill Province: synthesis of a Paleoproterozoic transpressional orogen. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 39, pages 639-663. [doi](#)
- WARES, R., GOUTIER, J., 1989. Métallogénie des indices de sulfures au nord du 57e parallèle – Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; [MB 89-38](#), 114 pages, 1 plan.

- WARES, R., GOUTIER, J., 1990. Synthèse métallogénique des indices de sulfures au nord du 57^e parallèle – Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; [MB 90-25](#), 96 pages, 2 plans.
- WILLIAMS, P.J., BARTON, M.D., JOHNSON, D.A., FONTBOTÉ, L., de HALLER, A., MARK, G., OLIVER, N.H.S., MARSCHIK, R., 2005. Iron Oxide Copper-Gold Deposits: Geology, Space-Time Distribution, and Possible modes of origin. *In*: Economic Geology, One Hundredth Anniversary Volume 1905-2005 (Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J., Richards, J.P., editors). Society of Economic Geologists; pages 371-405. [doi](#)
- WILSON, J.T., FALCONER, G., MATHEWS, W.H., PREST, V.K., 1958. Glacial Map of Canada. Geological Association of Canada.
- WINSBORROW, M.C.M., CLARK, C.D., STOKES, C.R., 2004. Ice streams of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire*; volume 58, pages 269-280. [doi](#)
- 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*; volume 28, pages 515–526. [doi](#)

