

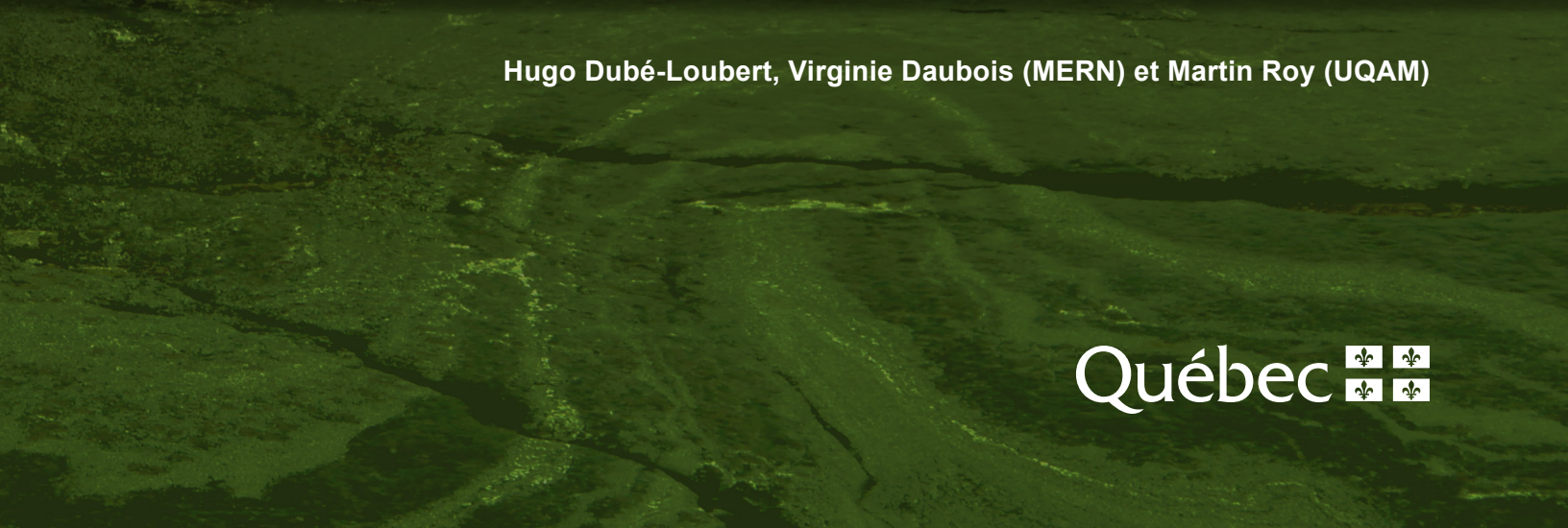


Géologie des dépôts de surface de la région du lac Henrietta (24H)

RP 2016-01



Hugo Dubé-Loubert, Virginie Daubois (MERN) et Martin Roy (UQAM)



DOCUMENT PUBLIÉ PAR LA DIRECTION GÉNÉRALE DE GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction générale

Robert Giguère

Bureau de la connaissance géoscientifique du Québec

Patrice Roy, géo.

Direction de l'information géologique du Québec

Charles Roy, géo.

Direction de la promotion et du soutien aux opérations

Jean-Yves Labbé, géo.

Lecture critique

Mohamed El Amrani

Auteurs

Hugo Dubé-Loubert, géo. stg., Virginie Daubois, géo. stg. et Martin Roy

Édition

Joanne Nadeau, ing.

Graphisme

Marie-Eve Lagacé

Photo de couverture : Mont Pyramide

Photo de couverture (endos) : Rivière Flacoz

Géologie des dépôts de surface de la région du lac Henrietta (24H)

Hugo Dubé-Loubert, Virginie Daubois (MERN) et Martin Roy (UQAM)

RP 2016-01

Mots-clés : Géologie des dépôts de surface, prospection glaciocédimentaire, direction d'écoulement glaciaire, invasion marine, étendues glaciolacustres.

RÉSUMÉ

La cartographie du socle rocheux et l'exploration minérale demeurent un défi dans les régions ayant été affectées par les grandes glaciations du Quaternaire, principalement en raison de la couverture de sédiments qui limitent l'exposition de la roche en place. Dans ce type de terrain, plusieurs campagnes d'exploration ont mis l'accent sur l'échantillonnage de dépôts glaciaires afin de cibler les secteurs possédant un potentiel élevé pour les ressources minérales.

Le Bureau de l'exploration géologique du Québec (BEGQ) a initié à l'été 2012 un projet de cartographie des dépôts de surface et d'échantillonnage des sédiments glaciaires (till) et fluvioglaciaires (eskers) dans la région au sud de la baie d'Ungava. Le projet poursuit plusieurs objectifs. Il permettra d'abord d'évaluer le potentiel minéral (diamants, métaux usuels et précieux, etc.) de la région à l'aide des outils de prospection glaciocédimentaire. Les données recueillies lors de l'échantillonnage seront étayées par une cartographie à l'échelle 1/250 000 du secteur d'intérêt. Enfin, les événements ayant ponctué l'histoire quaternaire (invasion/régression marine de la mer d'Iberville, dynamique glaciaire et directions d'écoulements glaciaires de l'Inlandsis laurentidien, déglaciation, etc.) de la région au sud de la baie d'Ungava, seront étudiés et permettront de préciser le cadre chronostratigraphique régional. Finalement, la cartographie et l'échantillonnage serviront à documenter diverses thématiques quaternaires (les lacs glaciaires Naskaupi et McLean, l'âge relatif des formes glaciaires, etc.) qui feront l'objet d'un projet de doctorat mené en parallèle.

Au cours de l'été 2013, le feuillet SNRC 24H a été cartographié et échantillonné, permettant la récolte et l'analyse de plus de 300 échantillons de till et d'une centaine d'échantillons d'esker. Le présent rapport décrit les résultats cartographiques préliminaires. Quelques cibles ont été définies pour le potentiel minéral en Ni-Cu-EGP, en sulfures massifs métamorphisés, en terres rares et en uranium.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION	7
Description et objectifs du projet.....	7
Localisation et accès.....	7
Cadre physiographique.....	7
Réseau hydrographique	8
Climat et végétation.....	8
Méthode de travail.....	8
Échantillonnage de sédiments glaciaires et fluvioglaciaires	8
Schéma de traitement des échantillons de till et d'esker.....	9
Géochimie de la matrice des tills.....	9
Pétrographie des clastes des sédiments glaciaires.....	9
Cartographie des formations de surface et levés stratigraphiques.....	9
Reconstitution paléogéographique des lacs glaciaires	9
Remerciements	9
CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL ET ÉTAT DES CONNAISSANCES	10
Géologie du substrat rocheux	10
Potentiel minéral de la région du lac Henrietta.....	10
Géologie du Quaternaire et travaux antérieurs.....	11
Travaux antérieurs.....	11
Configuration de l'Inlandsis laurentidien et mouvements glaciaires.....	12
Déglaciation : canevas du retrait glaciaire et le lac glaciaire Naskaupi	13
Contraintes chronologiques.....	13
RÉSULTATS PRÉLIMINAIRES.....	14
Description des unités morphosédimentologiques	14
Sédiments glaciaires et morphologie associée.....	14
Sédiments fluvioglaciaires et morphologie associée.....	15
Sédiments glaciolacustres et morphologie associée.....	15
Sédiments glaciomarins de la mer d'Iberville	16
Sédiments postglaciaires	16
Marques d'érosion glaciaire et mouvements associés.....	16
CONCLUSION ET TRAVAUX À VENIR	17
BIBLIOGRAPHIE.....	17
PHOTOGRAPHIES.....	29
CARTE HORS TEXTE	RP2016-01-C001

INTRODUCTION

Description et objectifs du projet

Ce projet de levés quaternaires s'inscrit dans le cadre d'un programme d'acquisition de connaissances géoscientifiques et de mise en valeur du potentiel minéral dans la Province de Churchill. En 2011, le Bureau de la connaissance géoscientifique du Québec (BCGQ) a initié un projet de cartographie du substratum rocheux dans cette province géologique. Ce projet a pour but de compléter et d'améliorer la cartographie géologique à l'échelle de 1/250 000 de la Zone noyau, ainsi que de mettre en valeur le potentiel minéral de cette région. En 2012, un programme d'inventaire cartographique de la géologie du Quaternaire, se déroulant conjointement avec la cartographie du socle rocheux, a été lancé. Il consiste à cartographier, à l'échelle de 1/250 000, la géologie du Quaternaire de cette région et d'évaluer le potentiel minéral régional par la prospection glaciocédimentaire. Cette méthode vise à documenter la présence d'indices ou d'anomalies minérales par l'échantillonnage régional d'esker et de till. Les régions ayant été affectées par les grandes glaciations du Quaternaire rendent souvent la cartographie géologique et l'exploration minérale problématiques, notamment en raison d'une couverture de plusieurs mètres de sédiments glaciaires empêchant l'accès au socle rocheux. Dans les secteurs où l'information géologique est limitée, les méthodes de prospection glaciocédimentaire s'avèrent très utiles. Elles permettent d'obtenir un aperçu du potentiel minéral régional et de cibler les secteurs ayant un potentiel élevé pour les ressources en métaux de base (or, nickel, cuivre, etc.) ou diamantifères. Le projet inclut également des volets stratigraphiques et géochronologiques qui permettront de raffiner le cadre chronostratigraphique de la région. Le feuillet SNRC 24G a été cartographié à l'été 2012, alors que le feuillet SNRC 24H a fait l'objet de travaux à l'été 2013 (figure 1).

Le feuillet à l'étude (24H) se situe dans la partie orientale de la Zone noyau et chevauche une portion de la partie ouest de l'Orogène des Torngat. Cette région comporte un fort potentiel en métaux de base (Cu, Ni, Zn), en terres rares et en uranium. L'échantillonnage combiné du till et des eskers permettra de mettre en évidence le potentiel minéral local et régional pour ces substances minérales. Ce secteur s'avère également être une zone clef dans la compréhension de la configuration tardive du centre de dispersion glaciaire du Labrador-Québec. De plus, la cartographie des dépôts quaternaires et l'étude des marques d'érosion glaciaire constituent deux aspects essentiels dans l'optimisation des données géochimiques recueillies lors de levés quaternaires. Cela permet, en autres, d'améliorer la compréhension des mouvements glaciaires et d'évaluer avec plus de précision les distances de transport effectives.

Sommairement, le projet Ungava vise à caractériser la géologie du Quaternaire de la Province de Churchill tout en

permettant une meilleure compréhension de la dynamique glaciaire du nord-est québécois. Les données incluses dans ce rapport représentent les résultats préliminaires pour la campagne de terrain 2013. Les autres données (géochronologiques, géochimiques, analyses de concentrés de minéraux lourds, etc.) seront publiées dans un prochain document.

Localisation et accès

La région à l'étude couvre la totalité du feuillet SNRC 24H à l'échelle 1/250 000, représentant une superficie d'environ 13 230 km² comprise entre les latitudes 57°00'N et 58°00'N et les longitudes 64°00'O et 66°00'O (figure 1). Cette zone est frontalière à l'est avec la province de Terre-Neuve-Labrador. Le camp de base était situé sur la rive ouest de la rivière George (figure 1), approximativement à 150 km au sud-sud-est du village inuit Kangiqsualujjuaq et à 200 km à l'est-sud-est de la communauté de Kuujjuaq. Tous les déplacements ont été effectués par hélicoptère, car aucune route n'existe dans la région, sauf celles situées en périphérie des villages inuits. La pourvoirie des monts Pyramides, à proximité du site de camp, était munie d'une piste d'atterrissage; l'approvisionnement se faisait alors par avion de type « Twin otter 300 ».

Tel que souligné, le secteur à l'étude est situé principalement dans la Zone noyau de la province géologique de Churchill et dans les roches associées à l'Orogène des Torngat (figure 2). Le soubassement rocheux de cette région a enregistré une histoire tectono-métamorphique des plus complexes comprenant plusieurs phases de déformations/collisions et d'intrusion de roches magmatiques (Lafrance *et al.*, 2014). La géologie du socle sera détaillée plus loin dans ce rapport.

Le territoire étudié a occupé une position géographique privilégiée par rapport au centre de dispersion du Labrador-Québec au cours du Wisconsinien. D'abord, cette région est située à proximité de la zone où la calotte laurentidienne a connu son extension maximale au Wisconsinien supérieur, ainsi qu'à quelques centaines de kilomètres du lieu de la fonte finale de l'inlandsis à l'Holocène (Allard *et al.*, 1989). De plus, au cours de la dernière glaciation, un lac de barrage glaciaire a occupé la vallée de la rivière George, laissant une multitude de constructions glaciolacustres (lignes de rivage perchées, deltas, chenaux déversoirs, etc.) dans le paysage. Ce lac, le lac Naskaupi, dont l'évolution des différentes phases est intimement liée à la dynamique glaciaire tardive, a certainement eu un impact climatique important lors de sa vidange finale via le détroit d'Hudson.

Cadre physiographique

Les limites du secteur à l'étude correspondent aux limites du feuillet SNRC 24H et sont marquées par la chaîne des monts Torngat à l'est, par la baie d'Ungava au nord et par le Batholite de De Pas à l'ouest (figure 2). La limite orientale correspond plus ou moins à la frontière avec la province de Terre-Neuve-Labrador.

La zone d'étude se trouve dans la région physiographique des basses-terres de la baie d'Ungava et du piedmont des Torngat. Plus précisément, elle est située dans le plateau de la rivière George de la région de Davis et est scindée en deux par la vallée de la rivière George. La partie est du feuillet est appuyée sur le piémont des Torngat et est caractérisée par un plateau rocheux érodé, ayant une altitude moyenne de 600 m avec des cimes à 810 m. La moitié ouest du feuillet est constituée d'un plateau rocheux en pente douce vers la baie d'Ungava et la vallée de la rivière à la Baleine. Ce plateau incliné possède une altitude moyenne de 400 m et est incisé par des vallées fluviales profondes ainsi que par des gorges surcreusées par les eaux de fonte glaciaires.

Le passage et le retrait des glaciers sur ce territoire ont fortement influencé le relief, se traduisant par un nombre considérable de champs de drumlins, de moraines de Rogen, de champs de blocs, d'eskers et de lignes de rivage glaciolacustres. D'ailleurs, une série d'anciennes lignes de rivage, vestiges du lac de barrage glaciaire Naskaupi, se trouvent sur les parois du pic Pyramide qui culmine à 457 m. Les monts Pyramides sont situés au centre du feuillet 24H sur la rive est de la rivière George et font présentement l'objet d'un projet de parc naturel.

Réseau hydrographique

Le feuillet 24H possède un réseau hydrographique peu développé, parcouru principalement par la rivière George et quelques-uns de ses affluents (rivières Ford, Simitalik, Gasnault et Falcoz). La rivière George, baptisée en 1811 par des missionnaires d'United Brethren, fut nommée en l'honneur de George III (Commission de toponymie, 2014). Mina Hubbard fut la première personne non Amérindienne à parcourir le cours complet de cette rivière jusqu'au poste de traite de la Compagnie de la Baie d'Hudson dans la baie d'Ungava. Elle a cartographié ce territoire et a décrit pour la première fois sa source (Hubbard, 1908).

Les cours d'eau de la région, outre la rivière George, possèdent des bassins versants de superficie peu importante. Les lacs sont nombreux et de petites tailles. Le feuillet 24H est également traversé par la ligne de partage des eaux séparant le bassin de la rivière George et le bassin de la rivière à la Baleine.

Climat et végétation

Le feuillet à l'étude comporte deux zones de végétation : la zone boréale et la zone arctique, selon la classification du ministère des Forêts, de la Faune et des Parcs (MFFP, 2013). Dans la zone boréale, située dans la moitié ouest du feuillet, on retrouve le domaine bioclimatique de la toundra forestière; une mosaïque dominée par des landes arbustives entrecoupées de forêts dans les sites abrités. Ce paysage est le résultat des feux et du climat nordique, souligné par la présence de pergélisol discontinu. On y trouve des peuplements d'épinettes noires rabougries, qui ne mesurent

pas plus de trois mètres de hauteur. Les endroits les plus végétalisés se concentrent dans les vallées des rivières principales de la zone d'étude (par exemple, les rivières George et Tunulic).

La zone arctique se trouve dans la moitié est du feuillet 24H dans les terrains associés à l'Orogène des Torngat, correspondant au domaine bioclimatique de la toundra arctique arbustive. Le pergélisol est continu et on y observe des formes de terrain qui résultent de l'activité périglaciaire. Le couvert végétal ne dépasse généralement pas deux mètres et seules certaines espèces de saule arctique peuvent atteindre cette hauteur.

Méthode de travail

Préalablement à la campagne de terrain 2013, une photo-interprétation du secteur a été effectuée afin d'identifier les zones d'échantillonnage potentielles et d'établir une version préliminaire de la carte des ensembles sédimentaires de surface. Les travaux de terrain ont été réalisés au cours de l'été 2013 par une équipe formée de deux géologues.

Échantillonnage de sédiments glaciaires et fluvio-glaciaires

L'échantillonnage a été effectué à la pelle et à la tarière. Toute la région à l'étude a été parcourue, cartographiée et échantillonnée au rythme d'environ trois à quatre jours de travail par feuillet 1/50 000. Plus de 375 échantillons de till et d'esker ont été prélevés (figure 3). Les échantillons de till ont été pris à 50-75 centimètres de la surface en moyenne, sous la zone altérée par les phénomènes pédogénétiques. Dix kilogrammes de sédiment glaciaire ont été récupérés pour chacun des sites sans tamisage préalable. Dans la plupart des cas, le till échantillonné est un till de fond. À l'extrémité nord-est de la région, des zones montrant des conditions de glace à base froide ont rendu l'échantillonnage de sédiments glaciaires difficile. Ces zones sont caractérisées par des champs de blocs, des sols polygonaux et une matrice interstitielle oxydée. Quelques échantillons ont tout de même été prélevés, mais avec un maillage plus espacé.

Dans le cas des échantillons d'esker, le sédiment a été préalablement tamisé afin de récupérer la fraction inférieure à 8 mm et de profiter du tri hydraulique dans le tunnel sous-glaciaire. De cette fraction, 15 kilogrammes ont été prélevés pour chacun des sites d'échantillonnage. La répartition spatiale des échantillons d'esker est présentée à la figure 3.

Les 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 du formulaire de la géofiche quaternaire. Cette information est disponible dans la base de données du SIGÉOM à partir de la page Web « Produits et services en ligne – Mines, du MERN, à l'adresse suivante : <http://www.mern.gouv.qc.ca/produits-services/mines.jsp>.

Schéma de traitement des échantillons de till et d'esker

Les échantillons ont été traités selon la procédure de McClenaghan (2011). À la suite du prélèvement d'une aliquote de 500 grammes (échantillon témoin), l'échantillon est tout d'abord séché et séparé par tamisage humide en différentes classes granulométriques : supérieure à 8 mm, 4 à 8 mm, 2 à 4 mm, 2 à 1 mm et inférieure à 1 mm.

À la suite de la préconcentration des minéraux lourds à l'aide d'une table à secousses, la fraction inférieure à 1 mm est lavée à l'acide oxalique avant d'être soumise à des séparations séquentielles au polytungstate (*LST Fastfloat*, $d = 2,95$), de façon à obtenir un concentré de minéraux lourds de densité $> 3,2$. Le concentré obtenu est ensuite lavé, rincé, séché et pesé. Par la suite, il est soumis au séparateur isodynamique de Frantz et la fraction paramagnétique est conservée et identifiée. L'identification et le comptage des minéraux indicateurs provenant du concentré résiduel sont par la suite réalisés. Les minéraux indicateurs sont montés dans des pastilles d'époxy et analysés au microscope électronique à balayage (MEB) ou à la microsonde pour en déterminer la composition. Le traitement des échantillons et la production des concentrés de minéraux lourds ont été réalisés par IOS Services Géoscientifiques.

Géochimie de la matrice des tills

Environ 30 grammes de la fraction granulométrique inférieure à 63 μm ont été envoyés au laboratoire ActLabs pour fins d'analyses géochimiques. Les éléments majeurs et les oxydes ont été analysés par spectrométrie par torche à plasma, les éléments traces par activation neutronique et le cuivre par digestion totale (TD-ICP). Les résultats sont disponibles dans la base de données SIGÉOM (<http://sigeom.mrn.gouv.qc.ca>) sous l'entité « Géochimie » et l'onglet « Échantillon de sédiment ».

Péetrographie des clastes des sédiments glaciaires

Pour tous les échantillons de till prélevés, 150 clastes de la fraction supérieure à 8 mm ont été identifiés afin de localiser leur source et de renforcer la compréhension des directions d'écoulement glaciaire et des distances effectives de transport. Peu de lithologies singulières ou facilement distinguables pouvant servir de traceur lithologique ont été identifiées dans le secteur d'étude. Le comptage lithologique des clastes de la matrice des tills a été réalisé à l'Université du Québec à Montréal (UQAM), sous la supervision du Dr Martin Roy.

Cartographie des formations de surface et levés stratigraphiques

Près de 1500 stations d'observation ont été décrites au cours de l'été 2013, permettant ainsi de parfaire notre connaissance de la géologie de surface. Une photo-interprétation finale a permis de corroborer les observations de terrain et de traduire le tout sous la forme d'une carte (carte hors texte). Les rives de la plupart des cours d'eau montrant un potentiel stratigraphique ont été étudiées afin de relever les coupes naturelles.

Reconstitution paléogéographique des lacs glaciaires

Afin de reconstituer les grandes phases du lac glaciaire Naskaupi, des mesures précises d'élévation de plages de blocs, de terrasses, de deltas perchés, ainsi que de chenaux exutoires, ont été prises à l'aide d'altimètres. Cette approche nécessite l'utilisation de deux altimètres. Un premier altimètre mobile est utilisé pour effectuer la mesure l'élévation des différentes lignes de rivage à travers la zone d'étude. Un second altimètre fixe sert à prendre des mesures d'élévation en continu sur une borne géodésique ou sur un point de référence dont l'élévation est connue. Ceci permet d'appliquer une correction des fluctuations d'élévation liées aux changements de pression atmosphérique sur les données d'élévation des lignes de rivage. Cette méthode a été employée pour la mesure de plages soulevées, mais également pour documenter les taux de relèvement glacio-isostatique de régions ayant été englacées (Andrews, 1970). Les mesures ont été réalisées dans plusieurs secteurs de la zone d'étude et permettront la corrélation entre les différentes phases du lac. De plus, elles fourniront les données nécessaires au calcul du taux de gauchissement des rivages. Le plan de gauchissement, défini par le fléchissement est-ouest et nord-sud des lignes de rivage, permettra de déduire approximativement la localisation des masses de glace résiduelles. Ces résultats seront présentés ultérieurement dans le cadre d'une synthèse du projet Quaternaire Ungava.

Remerciements

Nous tenons à remercier les nombreuses personnes ayant pris part, de près ou de loin, à ce projet. Tout d'abord, un merci tout particulier à Oliver Lamarche pour sa généreuse participation dans les travaux de terrain. Mentionnons aussi la participation des pilotes Jacques Galichon et Martin Larose qui ont contribué à la phase de terrain. Leur expérience et leur enthousiasme ont permis d'atteindre les objectifs dans des conditions climatiques parfois hasardeuses. Nous remercions tout particulièrement l'équipe de la géologie du soubassement rocheux du Churchill menée par Isabelle LaFrance, Daniel Bandyayera et Carl Bilodeau. Merci à Mohamed El Amrani pour ses précieux commentaires lors de la lecture critique. Finalement, nous aimerions souligner la qualité du travail de Kathleen O'Brien et son équipe pour leur soutien géomatique et l'édition des cartes.

CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL ET ÉTAT DES CONNAISSANCES

Géologie du substrat rocheux

La région se situe dans la partie sud-est de la province géologique de Churchill qui est limitée par la Province du Supérieur à l'ouest, la Province de Nain à l'est et la Province de Grenville au sud. La Province de Churchill Sud-Est est constituée de trois entités géologiques d'âge archéen à mésoprotérozoïque, soit la Zone noyau et deux massifs orogéniques paléoprotérozoïques déformés : l'Orogène des Torngat à l'est et l'Orogène du Nouveau-Québec à l'ouest (figure 2). Cette configuration d'un craton archéen ceint de deux orogènes est le résultat d'une géodynamique complexe. En effet, la Zone noyau, interprétée comme un microcontinent archéen, se serait scindée de la Province du Supérieur par un rift (1,91 à 1,89 Ga), puis serait entrée en collision oblique avec le craton de la Province de Nain (1,87 à 1,85 Ga), formant l'Orogène des Torngat (Wardle *et al.*, 2002). Elle serait ensuite entrée en collision oblique avec la Province du Supérieur (1,82 à 1,77 Ga) pour former l'Orogène du Nouveau-Québec (Wardle *et al.*, 2002).

La Zone noyau forme un corridor de roches archéennes à paléoprotérozoïques orienté NNW-SSE sur plus de 280 km de largeur et est composée de gneiss, de migmatites, de roches intrusives felsiques à ultramafiques, de paragneiss et d'amphibolites, parfois métamorphisés jusqu'au faciès des amphibolites et des granulites (Lafrance *et al.*, 2014). Une intrusion protérozoïque (1,840 à 1,805 Ga), le Batholite de De Pas, constituée de roches granitiques et charnockitiques, s'étend sur plus de 600 km à l'intérieur de la Zone noyau. Cette zone est interprétée comme un arc magmatique subductionnel dans l'arrière-pays de l'Orogène du Nouveau-Québec (Lafrance *et al.*, 2014).

L'Orogène des Torngat, d'âge paléoprotérozoïque, consiste en une zone étroite de racine crustale juvénile constituée d'une ceinture de gneiss métasédimentaires et de roches d'arc magmatique déformés lors de la collision paléoprotérozoïque entre le craton de Nain et la Zone noyau (1,87 à 1,85 Ga.; Wardle *et al.*, 2002).

Les roches supracrustales paléoprotérozoïques de la Fosse du Labrador constituent l'avant-pays de l'Orogène du Nouveau-Québec et forment une ceinture de chevauchement et de plissement en marge de la Province du Supérieur (Clark et Wares, 2004). La stratigraphie de ces roches a été divisée en trois cycles sédimentaires : deux cycles volcano-sédimentaires surmontés d'un cycle de roches métasédimentaires de type molasse (Clark et Wares, 2004). Les roches représentent des alternances de cycles volcano-sédimentaires (sédiments de rift et de plate-forme : dolomie, chert, grès, basalte tholéiitique, rhyolite, gabbro, péridotite, etc.), déformés lors de l'Orogène du Nouveau-Québec. La Fosse du Labrador est

délimitée à l'est par la Zone de Rachel-Laporte (Wardle *et al.*, 2002; Simard *et al.*, 2013; Lafrance *et al.*, 2014), qui est composée roches volcano-sédimentaires métamorphisées. Cette zone est limitée à l'ouest et à l'est par des failles de chevauchement.

Potentiel minéral de la région du lac Henrietta

La zone d'étude présente un potentiel minéral intéressant, bien qu'aucun projet minier n'a encore vu le jour dans ce secteur de la Province du Churchill. Plusieurs indices ou cibles y ont été découverts, mais très peu dans la région du lac Henrietta (figure 4).

Les travaux de Lafrance *et al.* (2015) ont permis de mettre en évidence quelques sites d'intérêt économique pour plusieurs substances. La cible Phiroda est associée à une intrusion ultramafique kilométrique injectée dans une séquence sédimentaire à la suture entre la Zone Noyau et l'Orogène des Torngats. Les échantillons ont donné des valeurs jusqu'à 0,8 % Ni, 0,93 % Cr, 0,13 % Cu, 61 ppb Pd et 11 ppb Pt. Des minéralisations en sulfures disséminés (pyrrhotite) dans une amphibolite silicifiée et injectée de veines de quartz, soulignent un bon potentiel polymétallique dans la Ceinture de Tunulic. Les échantillons ont révélé des valeurs de 1850 ppm Cu, 530 ppm Mo, 360 ppm Zn, 4 g/t Ag, 2 ppb Au et 2,3 ppb EGP (Lafrance *et al.*, 2015). Une autre zone, associée également à la Ceinture Tunulic, a donné des teneurs de 7.8 g/t Ag dans une dacite ou rhyodacite d'aspect rubané et fortement déformée.

Cette cible est associée à des intrusions potassiques massives. Finalement, le mobilisat granitique d'une migmatite montre des zones minéralisées sur plusieurs mètres de longueur en pyrite et pyrrhotite.

Plusieurs anomalies en uranium ont été documentées au nord de la zone d'étude, au sud de la communauté inuite de Kangisqualujuaq. Les compagnies NWT Uranium Corporation et Exploration Azimut ont mis au jour sept zones uranifères minéralisées (projet North Rae). Les analyses de certains échantillons ont donné des valeurs de 3,3 % U₃O₈ (Houle et Perreault, 2007). Plus au sud, sur le projet South Rae, Ressources Majescor et Exploration Azimut ont documenté un corridor de 30 km de longueur où des teneurs de 0,57 % U₃O₈ ont été obtenues dans des échantillons prélevés (Houle et Perreault, 2007). IOS Services Géoscientifiques a réalisé, en 2008, une campagne d'évaluation du potentiel uranifère pour Ressources Majescor sur le territoire des propriétés du projet South Rae. Ces travaux ont confirmé le potentiel uranifère de la région tout en l'associant à la présence de pegmatite recoupant le Batholite de De Pas. Des teneurs importantes en molybdène et en terres rares ont également été révélées dans le cadre de ces travaux. Toute la zone South Rae a également fait l'objet de travaux d'évaluation de potentiel (Lamothe, 2010). Ces travaux ont permis de circonscrire des zones à fort potentiel uranifère et en molybdène dans le secteur nord-ouest du feuillet SNRC

24H. Récemment, un levé aéromagnétique et spectrométrique réalisé par le Ministère (Intissar *et al.*, 2013) a permis d'identifier des cibles uranifères locales (12 zones de moins de 5 km²) et régionales (trois zones de plus de 20 km²). De plus, ce levé a permis de cibler des anomalies magnétiques plus ou moins circulaires sur la carte du champ magnétique résiduel qui pourraient correspondre à des cheminées kimberlitiques (D'Amours et Intissar, 2013).

Sur la rive est de la baie d'Ungava, la compagnie Twin Gold Corporation annonçait en 1999 (Twin Gold, 1999) la découverte de trois dykes ultramafiques diamantifères (figure 4). Ces dykes (Torngat-1, Torngat-2 et Torngat-3), d'orientation NE-SW, ont des épaisseurs respectives de 2,5, 1,0 et 0,6 m. Plusieurs centaines de diamants ont été extraits de ces dykes depuis leur découverte. D'autres dykes ont par la suite été mis au jour au sud-ouest de ce secteur. Dans la zone d'étude, de grandes zones de failles cassantes est-ouest sont localement l'hôte d'intrusion alcaline. Cette particularité géologique pourrait permettre de mettre en lumière des traînées de dispersion de minéraux kimberlitiques. Moorhead *et al.* (2000) ont mis en relation différents paramètres pour prédire la localisation de nouvelles zones potentielles de champs kimberlitiques :

- i) la présence de traînées de dispersion de minéraux indicateurs kimberlitiques;
- ii) l'identification de grandes zones de failles cassantes perméables à une activité intrusive alcaline;
- iii) une distance approximative de 470 km à partir des champs connus de kimberlites.

De plus, les analyses des sédiments de fond de lac en périphérie des kimberlites du lac de Gras dans les Territoires du Nord-Ouest, ont révélé des valeurs anormales en Ba, Ce et Cr (Kjarsgaard *et al.*, 1992). L'utilisation de la banque de données des analyses de sédiments de fond de lac pourrait permettre l'identification de zones à fort potentiel dans les intrusions mafiques à ultramafiques potentiellement kimberlitiques (Moorhead *et al.*, 2000).

À l'ouest de la zone d'étude, des travaux de terrain réalisés durant les années 2000 par WMC International (McKinnon-Matthews *et al.*, 2001) ont permis d'identifier des indices en Ni-Cu-EGP (Papavoine, Baleine, Marraliup, Bonne Une). Les travaux ont consisté en des levés aéroportés magnétiques et électromagnétiques, en géophysique au sol (gravimétrie, levés électromagnétiques de surface), en levés géochimiques de l'environnement secondaire (sédiments de ruisseau, sol et humus) et en forages au diamant. L'indice Papavoine représente une zone de chapeaux de fer s'étendant sur 1,2 km encaissée dans un filon-couche de troctolite. Cette zone a donné 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 (Deveau *et al.*, 2001). Les indices Bonne Une et Marraliup montrent respectivement des teneurs de 0,16 % et 0,14 % Ni et 0,19 % Cu dans des chapeaux de fer. Finalement, l'indice Baleine a révélé des minéralisations en sulfures magmatiques de Ni-Cu disséminés;

le potentiel économique semble par contre relativement faible (Deveau *et al.*, 2001).

Des cibles géochimiques pour les gîtes de type Ni-Cu magmatique ont également été déterminées par régression spatiale multiple, appliquée à une population nivelée d'échantillons de sédiments de fond de lac (Lamothe, 2010). Ces zones sont situées dans le centre est du feuillet 24H (figure 4).

Plus au sud, Quest Rare Minerals développe présentement les projets de Strange Lake/lac Brisson à la frontière du Québec et de la province de Terre-Neuve-Labrador. Il s'agit d'un gisement riche en terres rares associé à des intrusions hyperalcalines, dont les ressources estimées sont de 278,13 tonnes à 0,93 % de terres rares totales (www.questrareminerals.com/strange_lake.php).

Géologie du Quaternaire et travaux antérieurs

La vallée de la rivière George et la région des Torngat ont fait l'objet de peu de travaux de cartographie du Quaternaire. Des travaux ont été réalisés par Low (1896) dans la péninsule du Labrador. Par la suite, peu de travaux portant exclusivement sur la géologie des dépôts de surface ont été effectués en raison de la difficulté d'accès au territoire.

Travaux antérieurs

Ives (1960) a réalisé des travaux dans la vallée de la rivière George portant essentiellement sur la morphologie de surface et sur l'histoire du lac Naskaupi, notamment dans la région du lac de la Hutte Sauvage. Il a également travaillé sur les glaciations ayant affecté la chaîne des monts Torngat (Ives, 1957; 1958), ainsi que sur le complexe morainique de Saglek et l'extension maximale des glaces laurentidiennes le long de la côte est du Labrador (Ives, 1976; 1978). Matthew (1961) a poursuivi vers le nord les travaux d'Ives (1960) dans la vallée de la rivière George. Il a cartographié et documenté l'histoire glaciaire de la région des monts Pyramides, le long de la rivière George. Il a également étudié la succession de niveaux glaciolacustres du lac Naskaupi présents aux monts Pyramides. Barnett et Peterson (Barnett, 1963; 1967; Barnett et Peterson, 1964; Peterson, 1965) ont publié de nombreux travaux sur les niveaux glaciolacustres de la péninsule du Labrador et de l'Ungava et sur la déglaciation de cette région.

Allard *et al.* (1989) et Allard et Séguin (1985) ont travaillé sur la géologie du Quaternaire, sur la déglaciation de la vallée de la rivière George et plus particulièrement sur les thématiques périglaciaires et de permafrost de cette région (Allard et Séguin, 1987). Clark et Fitzugh (1990) ont documenté la déglaciation des Torngat et la signification paléoclimatique du complexe morainique de Saglek (Clark *et al.*, 2003). Jansson (2003), Jansson *et al.* (2002) et Jansson et Kleman (2004) ont poursuivi des travaux sur les différentes directions d'écoulement glaciaire et sur la

signification des paléolignes de rivage glaciolacustre dans la reconstitution des grandes étapes de la déglaciation de la région Labrador-Ungava. Plus récemment, Auger (2004) a réalisé un mémoire de maîtrise portant sur la morphologie générale de la vallée de la rivière George en amont des monts Pyramides. De plus, elle a documenté les modalités de la vidange finale du lac Naskaupi.

Configuration de l'Inlandsis laurentidien et mouvements glaciaires

La géométrie ou la configuration détaillée de l'Inlandsis laurentidien a toujours suscité des débats dans la communauté scientifique. L'hypothèse d'un bilan de masse organisé autour de trois grands centres de dispersion, soit le Fox-Baffin, le Keewatin et le Labrador-Québec, fait aujourd'hui consensus. La position et la migration de ces centres à travers le temps sont encore au cœur des recherches actuelles (figure 5).

Dans les basses-terres de la baie d'Ungava, le principal regroupement géomorphologique montre une orientation divergente des formes glaciaires et des eskers, témoignant d'un écoulement grossièrement vers le sud à partir de la position présumée du centre de dispersion du Labrador-Québec. Au nord de cette position, cet ensemble est abruptement tronqué par un important système morphologique convergent vers la baie d'Ungava (figure 6). La limite entre ces deux systèmes aux orientations opposées forme une zone courbe très bien marquée communément appelée *Horseshoe Unconformity* (Clark *et al.*, 2000). Cette transition abrupte dans les directions d'écoulement glaciaire a mené à différentes interprétations de la signification glaciodynamique de cette distribution.

Essentiellement, deux scénarios ont été avancés pour expliquer la distribution de la géomorphologie du nord-québécois. Un premier modèle (figure 7A) associe la convergence des formes glaciaires vers la baie d'Ungava à l'activité tardive du centre de dispersion du Labrador-Québec et interprète le *Horseshoe* comme une ligne de partage glaciaire entre deux systèmes géomorphologiques de direction opposée (Dyke et Prest, 1987; Veillette *et al.*, 1999). Les eskers associés seraient d'âge tardi-wisconsinien et témoigneraient du retrait symétrique de la marge du nord vers le sud jusqu'à la position de ligne de partage glaciaire présumée.

Un autre modèle (figure 7B) considère le système géomorphologique au nord du *Horseshoe unconformity* comme étant des formes reliques ayant été préservées sous des conditions de glace à base froide durant la dernière glaciation. L'âge des formes fuselées et des eskers ne serait donc pas holocène (Kleman *et al.*, 1994; Clark *et al.*, 2000; Jansson *et al.*, 2002). Ce modèle place une masse de glace résiduelle centrée sur la baie d'Ungava à la fin de la dernière glaciation. Cette idée serait plausible en regard des données du relèvement isostatique post-glaciaire qui semblerait

montrer la présence tardive de glace sur la baie d'Ungava (Gray *et al.*, 1993).

Cette question est cruciale dans la zone d'étude, car elle concerne la succession des différents mouvements glaciaires du nord québécois, mais également leur chronologie relative. Dans un contexte de prospection glaciocédimentaire, il est primordial d'avoir le maximum de contrôle sur l'orientation des différents mouvements, ainsi que sur leur importance relative en ce qui a trait à la dispersion glaciaire. En effet, si les formes glaciaires au nord de la zone *Horseshoe unconformity* sont d'âge wisconsinien moyen ou illinoien, leur importance en terme de transport glaciaire sera pratiquement inexistante.

Selon Ives (1960; 1976), une ligne de partage glaciaire, appelée *Ancestral Labrador Ice Divide*, centrée sur les monts Torngat, aurait induit les écoulements vers l'Atlantique (NE) et vers la baie d'Ungava (NW). Cette hypothèse a été intégrée dans le modèle de Dyke et Prest (1987) qui avancent que cette ligne de partage aurait été présente sur les monts Torngat depuis le Wisconsinien Supérieur, puis se serait graduellement déplacée vers l'ouest au-dessus de la baie d'Ungava. Cette configuration aurait engendré des mouvements vers l'est permettant de bloquer le drainage des rivières George et à la Baleine (Dyke et Prest, 1987). Cette hypothèse est problématique parce qu'il n'y a aucune évidence d'un tel mouvement glaciaire sur le terrain et qu'au contraire, le dernier mouvement répertorié est de direction opposée, soit vers l'ouest-nord-ouest (Dyke et Prest, 1987).

Des travaux de cartographie ont été réalisés de l'embouchure de la rivière George jusqu'à quelques kilomètres en amont des chutes Helen (Allard *et al.*, 1989). Les mesures de stries et l'orientation des formes profilées indiquent que le dernier écoulement glaciaire provenait du sud-est, soit des monts Torngat (Allard *et al.*, 1989). Des mouvements anciens d'orientation 280° ont été relevés sur un affleurement poli sous une coupe stratigraphique. Il s'agit d'une coupe montrant en surface près de 4 m d'un till blocailleux à matrice sableuse, typique du faciès de surface régional (Allard *et al.*, 1989). Les unités sous-jacentes ont toutes été déformées par la mise en place du till de surface. L'affleurement a donc été préservé de l'érosion glaciaire récente et le mouvement vers l'ouest-nord-ouest témoigne d'un événement antérieur aux derniers mouvements vers le nord-ouest.

Dans la zone des monts Pyramides, à l'ouest de la rivière George, des formes fuselées indiquent hors de tout doute une glace s'écoulant vers l'ouest-nord-ouest (Allard *et al.*, 1989). Dans la région du lac de la Hutte sauvage, les directions d'écoulement indiquent des mouvements vers l'ouest et le sud-ouest (Ives, 1960). Matthews (1961) avance que la ligne de partage glaciaire dite du *Ancestral Labrador Ice Divide* se serait déplacée de l'est vers l'ouest au courant de la dernière glaciation. Il situe cette ligne de partage de façon arbitraire dans la région des monts Pyramides, quelques kilomètres à l'ouest de ceux-ci.

Dans la région du lac de la Hutte Sauvage, cette ligne de partage passerait juste au nord du dit lac. En ce qui

concerne l'hypothèse de la présence de glace sur le sud de la baie d'Ungava, Matthews souligne qu'aucune évidence de mouvement glaciaire vers l'est ou le nord-est ne témoigne d'une telle masse. Au contraire, comme souligné plus haut, la plupart des formes situées à l'ouest de la rivière George, témoignent de mouvement vers l'ouest ou le nord-ouest (Matthews, 1961).

Le retrait de la marge est de la calotte laurentidienne s'est fait grossièrement vers l'ouest et/ou le nord-ouest, endiguant les vallées des grandes rivières (Koroc, George, à la Baleine, etc.) se drainant vers le nord et la baie d'Ungava. Les eaux de fonte, bloquées à l'est par le massif des Torngat et au nord et à l'ouest par la glace, se sont accumulées formant d'importants lacs de barrage glaciaire : les lacs Koroc, Naskaupi et McLean. La configuration, l'extension et la durée de ces lacs sont intrinsèquement liées au schéma du retrait de la marge glaciaire au tardi-Wisconsinien. Leur étude est donc essentielle dans la compréhension du schéma de retrait de la marge glaciaire est laurentidienne.

Déglaciation : canevas du retrait glaciaire et le lac glaciaire Naskaupi

Les premiers travaux sur les formes glaciolacustres reconnues dans la région ont été réalisés par Prichart (1911), qui a décrit une plage de gravier à 213 m d'altitude en périphérie du lac de la Hutte Sauvage. Plusieurs missions de reconnaissance ont par la suite mis en évidence des formes littorales et des lignes de rivage inhérentes à une étendue glaciolacustre (Wheeler, 1935; 1938). John McLean, de la Compagnie de la Baie d'Hudson, fut le premier auteur à reconnaître les évidences de lignes de rivage du lac McLean. L'étude de cette nappe d'eau a été abordée au cours de la campagne de terrain 2014.

Ives (1957; 1958; 1959; 1960; 1976; 1978; Ives *et al.*, 1976) a réalisé d'importants travaux dans la région des Torngat et dans la vallée de la rivière George. Il a notamment travaillé sur les grandes étapes de la déglaciation de ces régions et, plus spécifiquement, sur le lac de barrage glaciaire de la rivière George : le lac Naskaupi. Il a aussi identifié les évidences de lacs de barrage glaciaire de petites dimensions dans les vallées des rivières Korosoak et Abloviak (Ives, 1957; 1958). Dans la région de la Hutte Sauvage (rivière George), Ives a relevé trois niveaux de lignes de rivage (N1, N2 et N3), respectivement de 518 m, 457 m et 412 m d'altitude par rapport au niveau de la mer (Ives, 1960). Tous ces niveaux, qu'il associe au lac glaciaire Naskaupi, montrent des lignes de rivage inclinées vers le nord en raison du gauchissement dû au relèvement isostatique. De plus, chacun des niveaux indique des lignes de rivage et d'autres formes littorales plus ou moins bien développées selon la durée de la phase glaciolacustre et de sa position par rapport aux grands vents ou à la marge glaciaire. Ainsi, la phase N2 du lac Naskaupi qui est la mieux développée, suppose qu'elle a eu une durée plus longue que les deux autres. À l'opposé, le niveau N3 montre des lignes de

rivage discontinues, ce qui traduirait une plus courte durée d'existence (Ives, 1960). Ce dernier suppose l'existence de deux centres de dispersion des glaces afin d'expliquer le barrage du lac Naskaupi : un premier près ou centré sur la baie d'Ungava et un deuxième centre situé au-dessus des hautes terres de Caniapiscou. Ces deux centres auraient perduré jusqu'à une période relativement tardive de la déglaciation (Matthew, 1961). Finalement, ce lac se serait drainé du sud-est vers le lac Michikamau dans ses phases précoces et ensuite vers la mer du Labrador (Ives, 1960).

Matthew (1961) a réalisé des travaux dans la région des monts Pyramides, le long de la rivière George. À la suite de travaux de reconnaissance altimétrique, il a noté l'existence d'au moins cinq niveaux glaciolacustres plus ou moins bien définis; les trois plus élevés étant, selon lui, corrélables avec les trois lignes de rivage du lac Naskaupi identifiées par Ives (1960) au lac de la Hutte Sauvage. Il avance également que les deux autres niveaux, beaucoup moins bien développés, doivent être également présents au site d'Ives (1960) et ne furent tout simplement pas identifiés lors des travaux de terrain. Matthew (1961) rejette l'idée d'un centre de dispersion centré sur la baie d'Ungava et d'écoulements radiaux de glace en provenance de ce centre; les mesures de marques d'érosions glaciaires et les formes glaciaires (*crag-and-tail*, drumlins) indiqueraient plutôt des phases d'écoulement tardif vers la baie d'Ungava entre la rivière George et la rivière Tunulik. De plus, le gauchissement des lignes de rivage vers le sud ou le sud-ouest ne permet pas non plus de conclure de la présence d'une masse de glace tardive sur la baie d'Ungava (Matthews, 1961). Barnett et Peterson (1964) ont appuyé les évidences d'un retrait des glaces vers le sud-ouest (Ives, 1960) à partir du gauchissement des lignes de rivage du niveau N2 du lac Naskaupi. Barnett et Peterson (1964) proposent un centre de dispersion au sud-sud-ouest de celui proposé par Ives (1960), déterminé à partir de l'angle d'inclinaison maximal des isobases.

Contraintes chronologiques

Pour la région du nord-est du Québec, peu de résultats chronologiques concernant les grandes étapes de la glaciation et déglaciation du Wisconsinien sont disponibles. Quelques âges obtenus à partir d'isotopes cosmogéniques (^{10}Be) ont été réalisés sur des blocs erratiques dans des complexes morainiques (Saglek, Kangalaksiorvik) le long de la côte de la mer du Labrador (Clark *et al.*, 2003; Marquette *et al.*, 2004). Les âges de $13,4 \pm 1,5$ ka et de $12,0 \pm 2,1$ ka sur ces complexes morainiques ont été interprétés comme une pause dans le retrait glaciaire, liée soit aux intervalles de *Bolling-Allerod*, soit au *Dryas Récent* (Clark *et al.*, 2003). Un des âges les plus énigmatiques et fréquemment rencontré dans les reconstitutions paléogographiques est celui de Short (1981), relevé sur des sédiments organiques de fond de lac dans la région de Kogaluk. Le résultat de 8610 ± 925 ka est généralement interprété comme marquant la limite minimale pour le lac Naskaupi et permet

de fixer dans le temps le retrait de la marge est de la calotte. Cependant, l'information concernant le matériel daté est fragmentaire et semble difficile à concilier avec l'existence du lac Naskaupi. De plus, la grande marge d'erreur rend cet âge plutôt désuet.

Clark et Fitzhugh (1990) supposent que le lac Naskaupi se serait formé au plus tôt il y a $8,5 \pm 0,2$ ka avec une phase principale autour de $7,6 \pm 0,20$ ka, ce qui implique que l'existence des lacs proglaciaires serait d'environ 1500 ans plus jeunes que prévu. De plus, à partir de datations sur des coquilles marines, ces auteurs ont pu estimer que la région fut déglacée autour de 7000 ans BP, leur permettant de calculer une durée approximative des lacs d'environ 500 ans. Jansson et Kleman (2004) ont estimé la formation de ces lacs proglaciaires dans un intervalle de temps compris en 8,4 et 6,4 ka. De plus, ils estiment à environ 6000 km^3 le volume d'eau douce ayant été injecté vers la baie d'Ungava lors du drainage épisodique de ces lacs. Ceci aurait eu d'importantes conséquences sur la circulation des eaux de la mer du Labrador, ainsi que sur le climat nord-atlantique (Jansson et Kleman, 2004). Le drainage de ces lacs aurait été contemporain de l'incursion marine de la mer d'Iberville. Allard *et al.* (1989) ont obtenu un âge ^{14}C de 7380 ans BP sur des coquilles marines, ce qui correspondrait probablement au début de la transgression marine de la mer d'Iberville.

RÉSULTATS PRÉLIMINAIRES

Lors de la campagne de terrain 2013, plusieurs échantillons de till et d'esker ont été prélevés et une carte des dépôts de surface du feuillet SNRC 24H a été réalisée. La figure 3 montre la localisation des échantillons prélevés au cours de l'été 2013. La section suivante présente les résultats préliminaires des travaux de cartographie.

Description des unités morphosédimentologiques

La zone d'étude comporte plusieurs caractéristiques morphosédimentaires singulières liées notamment à la présence d'une ligne de partage glaciaire sur le territoire au cours du dernier cycle glaciaire. De plus, les dépôts de surface témoignent de conditions de mise en place variable se traduisant par une mosaïque de formes de terrain relativement complexe. Ces différents aspects glaciogéniques compliquent grandement l'évaluation du potentiel minéral de la région et justifient, sans aucun doute, une cartographie de détail effectuée.

Sédiments glaciaires et morphologie associée

Le till de surface (codes Tc, till en couverture continue, ou Tm, till en couverture mince et discontinue; carte hors texte) est relativement homogène dans toute la région d'étude. Il

s'agit d'un till grisâtre à matrice silto-sableuse contenant des clastes centimétriques à millimétriques, sauf dans le cas où le till se retrouve en couverture mince. Dans ce cas, la présence de blocs anguleux monogéniques est fréquente. Généralement, les clastes anguleux à subanguleux, parfois striés, sont supportés par la matrice. Les épaisseurs de till les plus importantes ont été observées au sud-ouest de la rivière George où le till a été fuselé par les écoulements glaciaires. En effet, cette zone montre une succession de *crag-and-tail* et de formes fuselées, orientées $90\text{-}270^\circ$, témoignant de glace s'écoulant vers l'ouest (photo 1). Ce regroupement morphologique semble associé à l'activité du *Ancestral Labrador Ice Divide* au dernier maximum glaciaire plutôt qu'au mouvement convergeant vers la baie d'Ungava cartographié dans le feuillet SNRC 24G (Dubé-Loubert *et al.*, 2015a). En effet, les mouvements qui convergent vers la baie d'Ungava (WNW) recoupent les écoulements par des mouvements de direction W dans la vallée de la rivière à la Baleine. De plus, il semble difficile de concilier l'édification de telles formes fuselées avec l'activité d'une glace résiduelle peu épaisse au tardi-Wisconsinien.

Dans le nord-est de la carte, le till est en placage généralement discontinu (Tm) et montre souvent des faciès de décrépitude (code Tf; carte hors texte). Ceci se traduit par la présence d'une multitude de blocs délestés et par une myriade de lacs de kettle liés au morcellement de la masse de glace ayant fondu sur place. Dans les zones où le till est en couverture plus importante (Tc), quelques formes fuselées de direction NW ont été cartographiées. Des zones de roc affleurant (R) plurikilométriques sont également visibles dans cette partie de la zone.

À l'est de la rivière George, le relief est plus accentué, ce qui se traduit par une couverture sédimentaire généralement plus mince que dans la partie ouest de la zone d'étude. Dans la partie sud-est de la zone, le till alterne entre une couverture continue (Tc) en périphérie des hauts topographiques et en une couverture discontinue (Tm) près des sommets. Les zones de roc affleurant sont plus importantes qu'à l'ouest de la rivière George. Les formes fuselées sont pratiquement inexistantes dans l'est de la région, sauf dans le centre, à proximité de la rivière George. À cet endroit, quelques *crag-and-tail* de direction ouest ont été cartographiés et sont associés au groupe de formes de même direction préalablement décrit.

Au nord-est de la région, la nature des dépôts glaciaires de surface détonne grandement avec le reste de la zone d'étude. En effet, cette région montre des évidences morphosédimentaires de glace aucunement dynamique, typique de terrains situés sous une ligne de partage glaciaire. Il s'agit par exemple de sols polygonaux striés et de zones de felsenmeer (code Qf; carte hors texte) formés essentiellement de blocs métriques, jointifs, polygéniques et anguleux, montrant par endroits des poches de matrice altérée (photo 2). Des dépressions thermokarstiques sont également visibles en surface des felsenmeer. Les affleurements rocheux observables en périphérie et au cœur de

cette zone sont gélifracés. L'âge de ces terrains est difficile à déterminer, mais ils pourraient témoigner de conditions de glace à base froide plus ou moins intense (et/ou longue). Il semble y avoir une gradation de l'intensité de ces conditions de l'extrémité nord-est de la région vers le sud-ouest. En effet, plus on se dirige vers le centre de la zone d'étude et la rivière George, plus ces zones, qui initialement sont continues, se résument à des îlots de *felsenmeer* en relief positif disséminés à la surface. La signification glaciodynamique de ces zones est encore nébuleuse. Elles sont corrélables aux zones quaternaires anciennes cartographiées au nord par Paradis et Parent (2002a; 2002b) dans la région de la rivière Koroc. Quoi qu'il en soit, le transport glaciaire semble avoir été peu important dans cette région, du moins au cours du Wisconsinien récent. À certains endroits, on devine encore d'anciens polis glaciaires, mais ceux-ci ont pratiquement été oblitérés par les processus de gélifraction subséquents.

Finalement, certaines aires de till ont été remaniées par l'action des vagues du lac Naskaupi ou par les eaux de fonte lors de la déglaciation. Ces zones ont été cartographiées comme till remanié (code Tr; carte hors texte) ou till remanié en couverture discontinue (code Trm; carte hors texte). Elles sont situées à proximité de la vallée de la rivière George, essentiellement sur la rive est.

Sédiments fluvioglaciaires et morphologie associée

Les sédiments fluvioglaciaires de la zone d'étude sont associés à des morphologies différentes selon l'endroit de leur mise en place. En effet, une des particularités du territoire à l'étude est la répartition des eskers (code Gx; carte hors texte) qui se retrouvent uniquement à l'est de la rivière George. Ce sont des eskers de longueur généralement plurikilométrique de 5 à 10 m de hauteur et de 15 à 20 m de largeur (photo 3). Ils sont tous orientés E-W ou ENE-WSW. Certains de ces eskers montrent un nombre important de blocs délestés en surface et parfois un horizon B oxydé développé sur près de 50 cm. Ils se retrouvent généralement au fond des vallées est-ouest tributaires de la rivière George, mais leur cours sort épisodiquement de celles-ci, franchissant des obstacles topographiques importants. Les mesures de paléocourant prises dans différents eskers témoignent d'une mise en place par des eaux de fonte s'écoulant grossièrement vers l'est et permettent de déduire un schéma de retrait de la marge glaciaire de l'est vers l'ouest. Leur présence dans la zone NE de la région d'étude, caractérisée par des conditions de glace à base froide, semble démontrer que, durant le dernier cycle glaciaire, au cours de la déglaciation de cette région, la glace est passée de conditions à base chaude vers une conjoncture glaciaire où la glace n'était plus animée d'aucune dynamique. Aussi, les terrains gélifracés du nord-est de la zone d'étude pourraient être antérieurs à la mise en place des eskers.

À proximité de la vallée de la rivière George, les sédiments fluvioglaciaires sont plutôt de type épandage proglaciaire subaquatique (code Gs) ou subaérien (code Go; carte

hors texte). Ces dépôts, souvent trouvés à l'embouchure de chenaux sous-glaciaires imposants, convergent vers la dépression de la rivière George. Aucun esker n'est visible dans le centre ou l'ouest de la région d'étude. Les formes associées au retrait de la marge glaciaire sont des chenaux de fonte marginaux attestant de la fonte d'une masse de glace gelée à sa base et/ou non dynamique (photo 4). La mise en place de ces constructions serait postérieure à celle des eskers de la partie orientale préalablement décrits, si l'on considère un retrait de la marge de l'est vers l'ouest.

Sédiments glaciolacustres et morphologie associée

Le blocage par la glace des voies de drainage naturel de la rivière George vers la baie d'Ungava a permis l'accumulation d'un plan d'eau glaciolacustre nommé lac Naskaupi. Les évidences et les traces associées à l'existence de ce lac sont nombreuses dans le bassin de la rivière George.

Les lignes de rivage du lac Naskaupi ont été construites à flanc de colline, dans des sédiments glaciaires. Le battement des vagues a lessivé le till laissant des zones de roc affleurant et formant des limites supérieures de délavage du till (*washing limit*). De plus, le till remanié forme en contrebas des terrasses planes d'une dizaine de mètres de largeur qui peuvent parfois être suivies horizontalement sur plusieurs kilomètres (photo 5). Comme préalablement décrit, ces terrasses sont composées de sables et graviers avec des blocs métriques en surface. Généralement, il est possible de distinguer plus d'un niveau au même site témoignant des différentes phases du lac glaciaire.

D'autres constructions liées à l'existence du lac Naskaupi sont des deltas perchés (code LGd; carte hors texte) qui marquent l'élévation de la phase dans laquelle ils se sont formés (photo 6). Certains de ces deltas sont étagés et ont donc enregistré plusieurs phases du lac. Les deltas sont composés d'une matrice de graviers sableux avec en surface des blocs délestés subanguleux à subarrondis. Les changements du niveau d'eau entre deux phases ont formé par endroits d'imposants chenaux déversoirs. Ceux-ci ont généralement surcreusé le soubassement rocheux sur plusieurs dizaines de mètres de profondeur et de largeur (photo 7). Ces formes d'érosion témoignent du caractère catastrophique et rapide de ces vidanges épisodiques.

Les sédiments littoraux associés à ce lac sont plus ou moins matures. On trouve rarement une séquence sableuse ou graveleuse typique de ce genre d'environnement. Il s'agit, pour la plupart, de sédiments remaniés par l'action des vagues, généralement du till. Les particules fines de la matrice ont été lessivées et il ne reste que les blocs anguleux qui faisaient partie de l'unité glaciaire. La surface de ce genre de dépôt est parfois marquée par une mince couche de sables lités subhorizontalement. Ce dépôt a été cartographié comme un sédiment glaciolacustre littoral (LGb).

Aucune évidence de rythmite ou de varve n'a été répertoriée dans la littérature inhérente à l'existence du lac Naskaupi. Dans la vallée de la rivière Ford, une séquence d'une épaisseur d'environ 5 m a été reconnue (photo 8).

Cette séquence est surmontée par une unité de sable fin montrant des rides de courant vers le nord-est (320°-330°-331°). Ces sédiments glaciolacustres d'eau profonde (L.Ga) montrent une alternance entre les lits d'été et d'hiver, mais la rythmicité est irrégulière de la base au sommet de la coupe; les lits millimétriques passent brusquement à des lits centimétriques à proximité du sommet de l'unité.

Sédiments glaciomarins de la mer d'Iberville

Les sédiments reliés à l'invasion de la mer d'Iberville sont très peu répandus dans le territoire cartographié. En effet, la limite marine maximale atteinte dans la vallée de la rivière George est 100 m d'élévation. Ceci confine la présence de ces dépôts glaciomarins dans la partie aval de la rivière George, dans le secteur nord du feuillet SNRC 24H.

Essentiellement, les dépôts glaciomarins rencontrés en surface consistent en des sédiments littoraux (code MGB; carte hors texte) formés de sables et graviers. Ces dépôts forment des terrasses en surplomb de la rivière. La présence de blocs métriques anguleux répartis dans ce type de dépôt permet d'anticiper un retrait de la marge initialement au contact des eaux marines. De plus, des mesures de courant et l'orientation de lits frontaux supposent une contribution par des eaux de fonte glaciaires de direction d'écoulement nord. Par endroits, les sédiments glaciomarins littoraux surmontent des séquences d'argiles marines massives d'environ 10 m de puissance (photo 9). Ces dépôts n'affleurent pas en surface et n'apparaissent donc pas sur la carte en annexe.

Sédiments postglaciaires

La déglaciation du territoire et le retrait complet des glaces laurentiennes ont permis le retour au drainage normal des rivières. Des dépôts alluviaux se sont mis en place dans chacun des cours d'eau confinés dans les vallées qui contiennent maintenant des épaisseurs et des étendues variées d'alluvions. Ces dépôts sont principalement répartis dans les rivières importantes du territoire : les rivières George au centre, Qurlutuq à l'ouest, Ford au nord et Falcoz au sud. Les alluvions récentes (code Ap; carte hors texte) sont composées de sables, de silts sableux, de graviers avec de la matière organique disséminée formant des plaines et des levées alluviales. Des alluvions de terrasses fluviales (code At; carte hors texte) se retrouvent aussi le long des rivières suivant l'incision de celles-ci. Elles sont composées de sable, de silt sableux et de gravier, et sont généralement marquées par des levées et barres alluviales parfois remaniées par l'action éolienne. Aussi, les plans d'eau actuels répartis à travers le terrain d'étude permettent la mise en place de sédiments lacustres (code L; carte hors texte).

De plus, lors de l'émersion du territoire à la suite de sa déglaciation totale, certaines zones mal drainées ont développé des complexes organiques. La plupart de ces dépôts organiques (code O; carte hors texte) se retrouvent dans la partie ouest du feuillet 24H. Dans certaines de ces

zones, des paises organiques de quelques mètres de circonférence se sont développées.

Enfin, la rivière George coule dans une vallée très encaissée surcreusée par les glaciers. Par endroits, les escarpements rocheux ont subi des phénomènes de gélifraction et d'érosion liés à l'activité torrentielle sporadique des cours d'eau. Des colluvions de bas de pente (code Ce) et des grèzes litées (code Cl; carte hors texte) sont respectivement associées à ces processus.

Marques d'érosion glaciaire et mouvements associés

Plusieurs mesures de stries glaciaires et d'orientation de macroformes glaciaires ont été réalisées dans la zone d'étude. Les mesures obtenues semblent témoigner de l'activité d'une ligne de partage glaciaire au centre du feuillet au cours du Wisconsinien. En effet, des mouvements de sens opposés dans les parties est et ouest de la zone d'étude (flèches pourpres et vertes) paraissent souligner la position du *Ancestral Labrador Ice Divide* dans un axe grossièrement nord-sud (figure 8).

Le mouvement le plus ancien répertorié dans la zone cartographiée a essentiellement été observé à l'est de la rivière George et témoigne d'une glace s'écoulant vers le nord-est (figure 8, flèches pourpres). Ce mouvement est marqué par la présence de surfaces striées et de champs de roches moutonnées. Par endroits, surtout dans le coin nord-est du feuillet 24H, le poli glaciaire façonné par ce mouvement a été fortement altéré par des conditions extrêmes de gélifraction.

Un deuxième mouvement (figure 8, flèches vertes) de direction ouest a été identifié pratiquement partout sur le territoire étudié, sauf dans l'extrême est. Dans la partie sud-ouest, ce mouvement est souligné par des champs de *crag-and-tail* et de nombreuses surfaces striées. Il recoupe, un peu partout sur le territoire, le mouvement précédent vers le nord-est. En supposant que ces deux mouvements sont associés aux mouvements glaciaires radiaux depuis une ligne de partage, cette hypothèse pourrait suggérer une migration du *Ancestral Labrador Ice Divide* de l'ouest vers l'est au fur et à mesure du dernier cycle glaciaire. Dyke et Prest (1987) ont intégré cette ligne de partage à leur reconstitution et supposent que sa période d'activité effective fut du dernier maximum glaciaire jusqu'à l'Holocène. Allard *et al.* (1989) ont également documenté, dans la partie aval du bassin de la rivière George, un mouvement ancien de direction WNW qui était recoupé par un mouvement vers le NW.

Un dernier mouvement (figure 8, flèches bleues) de direction NNW recoupe les deux mouvements précédemment décrits et est conséquemment plus jeune que ceux-ci. Il est représenté dans la partie nord-ouest du feuillet SNRC 24H par quelques formes fuselées et semble confiné à la partie ouest de la zone d'étude. Il a été répertorié uniquement à l'ouest de la rivière George, sauf dans le nord du territoire où il a été inventorié à l'est de la rivière. L'origine de ce mouvement

est difficile à déterminer. Pour l'instant, il semble attribuable au mouvement tardi-glaciaire convergeant vers la baie d'Ungava également répertorié à l'ouest, dans le feuillet 24G (Dubé-Loubert *et al.*, 2015). Il est difficile d'établir un âge absolu pour cet épisode, mais il nécessite forcément un détroit d'Hudson libre de glace. Néanmoins, les avancées de Noble Inlet et de Gold Cove, dont la source de la glace a été interprétée comme provenant du secteur Labrador-Québec, ont été respectivement datées à 8600 et 9900 a BP (âge ^{14}C) (Stravers *et al.*, 1992; Kaufman *et al.*, 1993).

CONCLUSION ET TRAVAUX À VENIR

La campagne de terrain 2013 du projet Quaternaire Churchill a permis la cartographie des dépôts de surface du feuillet SNRC 24H à l'échelle 1/250 000. Les résultats d'analyse par microscope électronique à balayage, combinés à la géochimie de la fraction fine des tills et des analyses de sédiments de fond lac, ont permis de définir des cibles potentielles en Ni-Cu-EGP, en sulfures massifs métamorphisés, en terres rares et en uranium (PRO 2015-02).

Au cours de la campagne de terrain 2014, le feuillet SNRC 24A, situé au sud du feuillet 24H, a été cartographié et échantillonné (till et esker) dans la poursuite des objectifs de ce projet. Ce rapport conclut la deuxième des quatre étapes du projet de levés quaternaires Churchill.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLARD, M. – SÉGUIN, M.K., 1985 – La déglaciation d'une partie du versant hudsonien québécois : bassins des rivières Nastapoca, Sheldrake et à l'Eau Claire. *Géographie physique et Quaternaire*; volume 39, pages 13-24.
- ALLARD M. – SÉGUIN, M.K., 1987 – Le pergélisol au Québec nordique : bilan et perspectives. *Géographie physique et Quaternaire*; volume 41 (1), pages 141-152.
- ALLARD, M. – FOURNIER, A. – GAHÉ, E. – 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.
- ANDREWS, J.T., 1970 – A geomorphological study of postglacial uplift with particular reference to Arctic Canada. *Institute of British Geographers, Londres; Special Publication, No. 2*, 156 pages.
- AUGER, C., 2004 – Géomorphologie régionale et modalités de la vidange finale du lac glaciaire Naskaupi, baie d'Ungava, Québec nordique. Mémoire de maîtrise non publié, Université Laval, Québec; 118 pages.
- BARNETT, D.M., 1963 – Former pro-glacial lake shorelines as indicators of the pattern of deglaciation of the Labrador/Ungava Peninsula. *McGill Subarctic Research, Paper 15*, pages 23-33.
- BARNETT, D.M., 1967 – Glacial Lake MacLean and its relationship with Glacial Lake Naskaupi. *Geographical Bulletin*; volume 9, pages 407-428.
- BARNETT, D.M. – PETERSON, J.A., 1964 – The significance of glacial Lake Naskaupi 2 in the deglaciation of Labrador/Ungava. *The Canadian Geographer*; volume 8, pages 173-181.
- 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 (13), pages 1343-1366.
- CLARK, P.U. – FITZUHG, W.W., 1990 – Late deglaciation of the Central Labrador coast and its implications for the age of Glacial Lakes Naskaupi and McLean and prehistory. *Quaternary Research*; volume 34 (3), pages 296-305.
- CLARK, P.U. – BROOK, E.J. – RAISBECK, G.M. – YIOU, F. – CLARK, J., 2003 – Cosmogenic ^{10}Be ages of the Saglék Moraines Torngat Mountains, Labrador. *Geological Society of America*; volume 31, pages 617-620.
- 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, 180 pages.
- COMMISSION DE TOPONYMIE, 2014 – Jalons historiques. Gouvernement du Québec. [En ligne] <<http://www.toponymie.gouv.qc.ca/ct/a-propos-commission/jalons-historiques/evolution-historique.aspx>>. Consulté le 28 octobre 2014.
- D'AMOURS, I. – INTISSAR, R., 2013 – Levé magnétique et spectrométrie aéroporté dans le secteur de la rivière à la Baleine, Province de Churchill. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 2013-03, 10 pages.
- DEVEAU, S.W. – MCKINNON-MATTHEWS, J. – HARRIS, B. – STOLLENWERK, M. – DOHERTY, M. – MCCALL, L., 2001 – The 2000-2001 Exploration Program on the Québec 7 property. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 59375, 1326 pages, 11 cartes, données numériques.
- DUBÉ-LOUBERT, H. – DAUBOIS, V. – ROY, M. – ALLARD, G., 2015a – 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 carte au 1/250 000.
- DUBÉ-LOUBERT, H. – DAUBOIS, V. – ALLARD, G. – ROY, M., 2015b – Cibles d'exploration déterminées à partir de levés quaternaires dans la partie sud-est de la Province de Churchill. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; PRO 2015-02, 8 pages.
- 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.
- 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 Science*; volume 30, pages 1676-1696.
- 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). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec : Rapport sur les activités d'exploration minière au Québec 2007 (pages 35-40); DV 2008-01.

- HUBBARD, L., 1908 – A woman's way through unknown Labrador: an account of the Exploration of the Nascaupée and George rivers. J. Murray, London; 338 pages.
- INTISSAR, R. – MAURICE, C. – CLARK, T. – D'AMOURS, I., 2013 – Cibles d'exploration déterminées à partir des données de spectrométrie dans les secteurs du lac Romanet et de la rivière à la Baleine, Province de Churchill. Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 2013-01, 16 pages.
- IVES, J.D., 1957 – Glaciation of the Torngat Mountains, northern Labrador. *Arctic*; volume 10, pages 67-87.
- IVES, J.D., 1958 – Glacial drainage channels as indicators of late-glacial conditions in Labrador-Ungava: a discussion. *Cahiers de Géographie du Québec*; volume 3, pages 57-72.
- IVES, J.D., 1959 – The former ice-dammed lakes and the deglaciation of the middle reaches of the George River valley. McGill University Subarctic Research; Paper 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.
- IVES, J.D., 1976 – The Saglek Moraines of Northern Labrador: A Commentary. *Arctic and Alpine Research*; volume 8, pages 403-408.
- IVES, J.D., 1978 – The maximum extent of the Laurentide ice sheet along the east coast of North America during last glaciation. *Arctic and Alpine research*; volume 31, pages 24-53.
- IVES, J.D. – NICHOLS, H. – SHORT, S., 1976 – Glacial history and paleoecology of northeastern Nouveau-Québec and northern Labrador. *Arctic*; volume 29, pages 48-52.
- 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.
- JANSSON, K.N. – KLEMAN, J., 2004 – Early Holocene glacial lake meltwater injections into the Labrador Sea and Ungava Bay. *Paleoceanography*; 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.
- KJARSGAARD, B. – FRISKE, P.W.B. – MCCURDY, M.W. – LYNCH, J.J. – DAY, S.J. – DURHAM, C.C., 1992 – Reanalysis of selected lake sediment samples from the Bear-Slave Operation, Northwest territories (NTS 76B NW and 76D NE). Geological Survey of Canada; Open File 2578.
- 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.
- KLEMAN, J. – BORGSTRÖM, I. – HÄTTESTRAND, C., 1994 – Evidence for a relict glacial landscape in Québec-Labrador. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*; volume 111, pages 217-228.
- LAFRANCE, I. – SIMARD, M. – BANDYAYERA, D., 2014 – Géologie de la région du lac Saffray (SNRC 24G, 24F). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2014-02, 50 pages.
- LAMOTHE, D., 2010 – Modélisation de cibles de l'environnement secondaire par des techniques de seuils naturels et de régression spatiale multiple. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; EP 2010-01, 28 pages, données numériques.
- LOW, A.P., 1896 – Report on exploration in the Labrador Peninsula along the Eastmain, Koksoak, Hamilton, Manikouagan and portions of other rivers in 1892-93-94-95. Geological Survey of Canada Annual Report; volume 8, part L, 387 pages.
- 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.
- MATTHEW, E.M., 1961 – Deglaciation of the George River basin Labrador-Ungava. In: Andrews J.T. and Matthew, E.M. (dir.): *Field Research in Labrador-Ungava, Annual Report 1959-1960* (pages 29-45). McGill Subarctic Research; Paper 11.
- 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.
- MCKINNON-MATTHEWS, J. – HARRIS, B. – STOLLENWERK, M. – DOHERTY, M. – MCCALL, L., 2001 – The 2000-2001 exploration program on the Québec 7 property. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM-59375, 1326 pages.
- MINISTÈRE DES FORÊTS, DE LA FAUNE ET DES PARCS (MFFP), 2013 – Zones de végétation et domaines bioclimatiques du Québec. Gouvernement du Québec. <https://www.mffp.gouv.qc.ca/forets/inventaire/inventaire-zones-carte.jsp>
- MOORHEAD, J. – PERRAULT, S. – BERCLAZ, A. – SHARMA, K.N.M. – BEAUMIER, M. – CADIEUX, A.-M., 2000 – Kimberlites et diamants dans le nord du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 2000-05, 8 pages.
- PARADIS, S.J. – PARENT, M., 2002a – Géologie des formations en surface, Rivière Koroc (moitié ouest), Québec-Terre-Neuve-et-Labrador. Commission géologique du Canada; carte 2013A, échelle 1/125 000.
- PARADIS, S.J. – PARENT, M., 2002b – Géologie des formations en surface, Rivière Koroc (moitié est), Québec-Terre-Neuve-et-Labrador. Commission géologique du Canada; carte 2014A, échelle 1/125 000.
- PETERSON, J.A., 1965 – Deglaciation of the Whitegull Lake area, Labrador/Ungava. *Cahiers de géographie du Québec*; volume 9, pages 183-196.
- PRICHART, H.H., 1911 – Through trackless Labrador: (with a chapter on fishing by Gathorne-Hardy). Sturgos and Walton, New-York; 244 pages.
- ROY, M. – HEMMING, S.R. – PARENT, M., 2009 – Sediment sources of northern Quebec and Labrador glacial deposits and the northeastern sector of the Laurentide Ice Sheet during ice-rafting events of the last glacial cycle. *Quaternary Science Reviews*; volume 28, pages 3236-3245.
- SHORT, S.K., 1981 – Radiocarbon date list I: Labrador and northern Quebec, Canada. Institute of Arctic and Alpine Research; Occasional Paper No. 36, 35 pages.

- SIMARD, M. – LAFRANCE, I. – HAMMOUCHE, H. – LEGOUIX, C., 2013 – Géologie de la région de Kuujjuaq et de la baie d'Ungava (SNRC 24J et 24K). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2013-04, 62 pages.
- 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.
- TWIN GOLD CORPORATION, 1999 – Press releases and internal company documents.
- 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.
- 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.
- WHEELER, E.P., 1935 – The Nain-OKAK section of Labrador. *Geographical Review*; volume 25, pages 240-253.
- WHEELER, E.P., 1938 – Topographical notes on a journey across Labrador. *Geographical Review*; volume 28, pages 475-481.

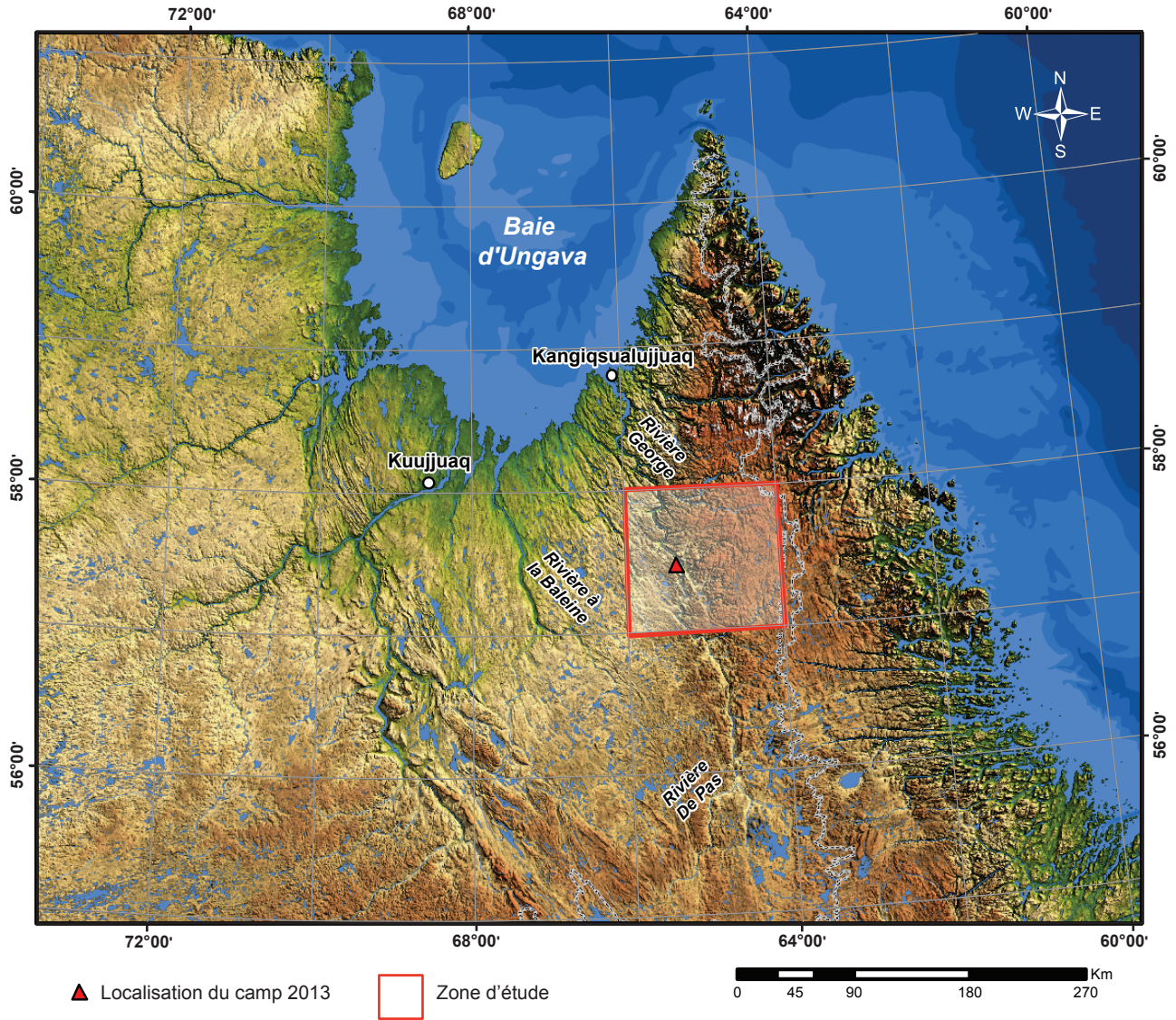


FIGURE 1 – Localisation du camp et de la zone d'étude.

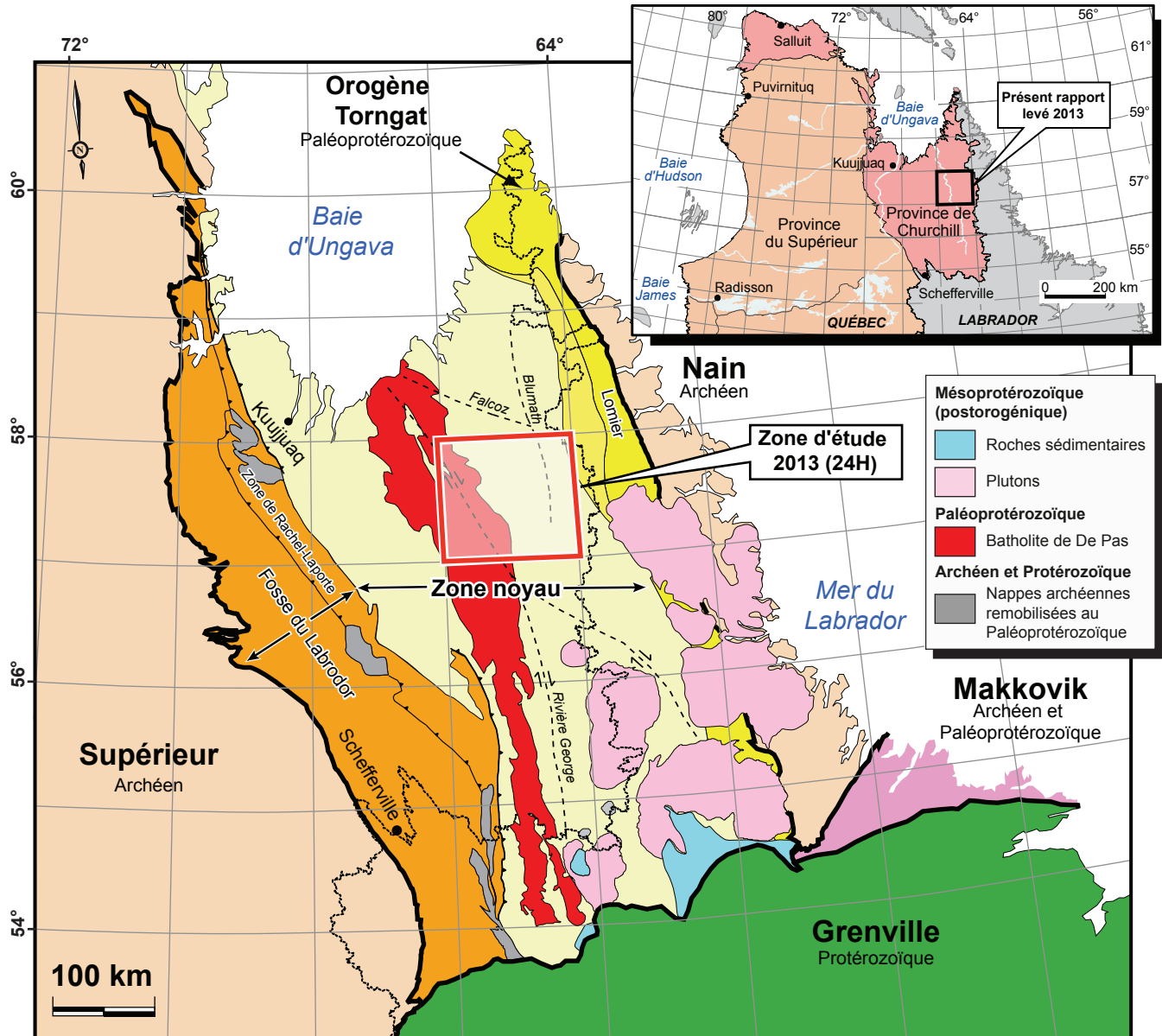


FIGURE 2 – Carte géologique de la région d'étude montrant les orogènes du Nouveau-Québec et des Torngat, ainsi que la Zone noyau. Modifiée de Lafrance *et al.*, 2013.

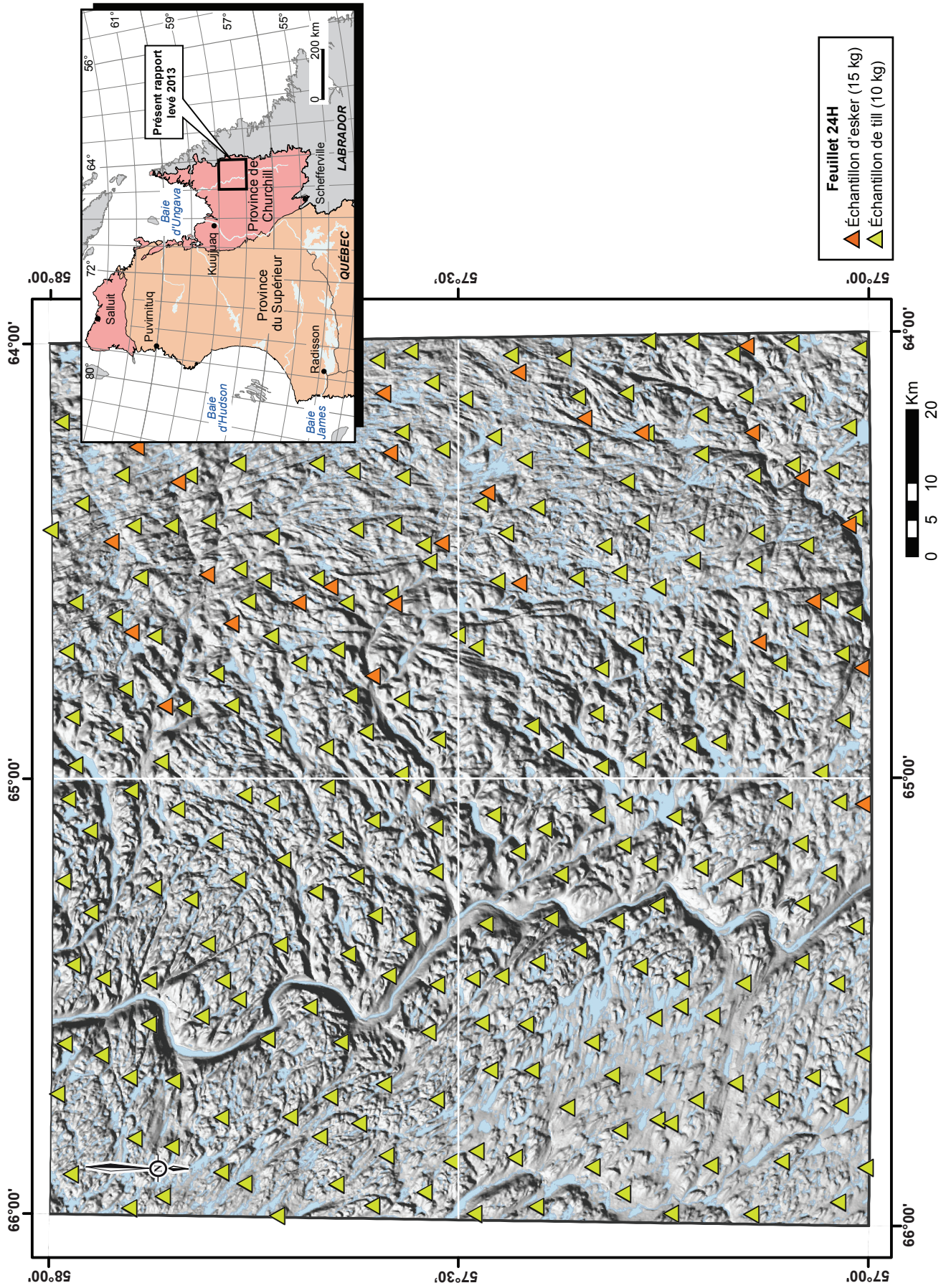


FIGURE 3 – Localisation des échantillons de till et d'esker prélevés au cours de la campagne de terrain 2013.

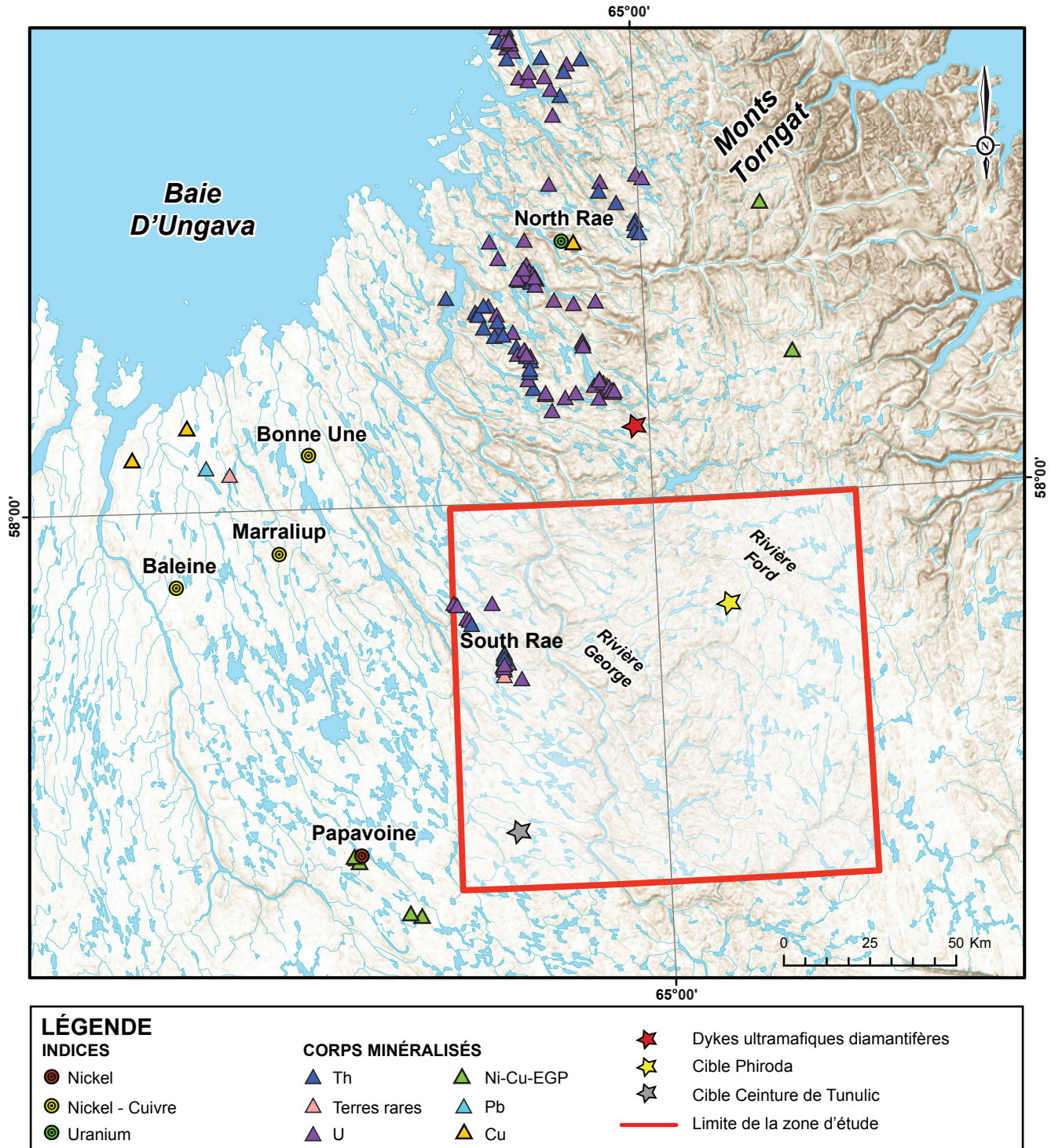


FIGURE 4 – Localisation des indices et gisements répertoriés dans le nord du Québec.

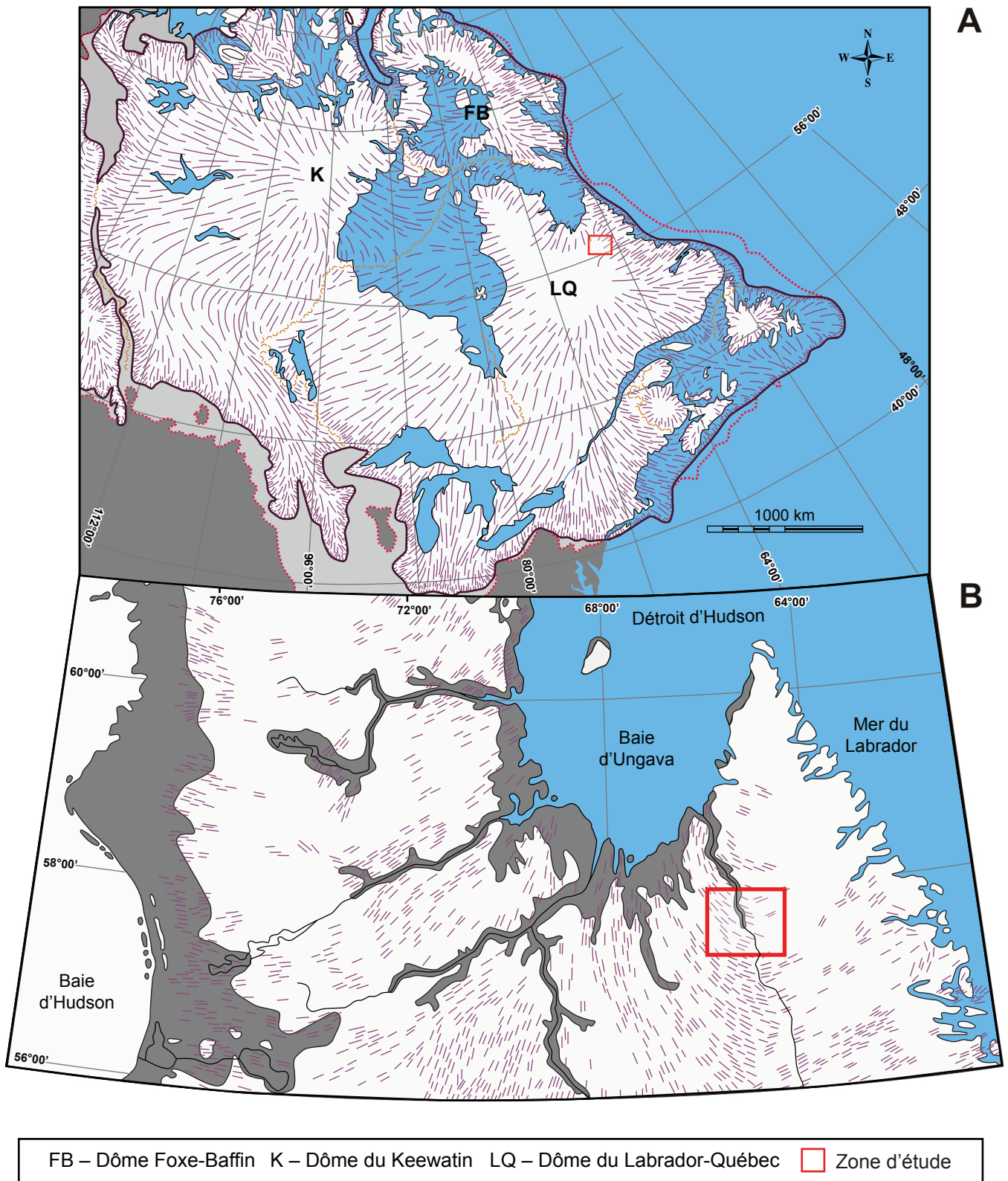


FIGURE 5 – Configuration de la calotte laurentidienne au dernier maximum glaciaire. Les tirets rouges sur la figure 5A montrent les écoulements radiaux à partir des grands centres de dispersion glaciaire. Sur la figure 5B, les tirets rouges indiquent la convergence des écoulements glaciaires vers la baie d'Ungava (modifiée de Roy *et al.*, 2009).

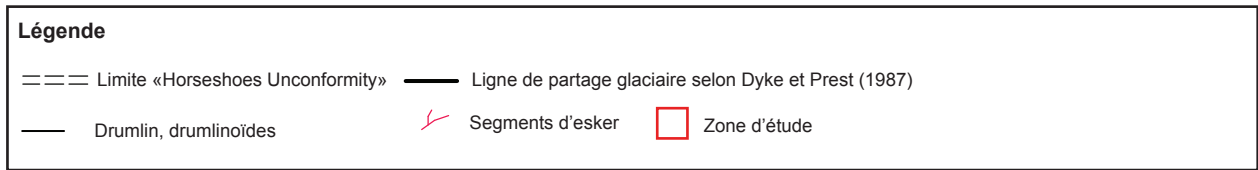
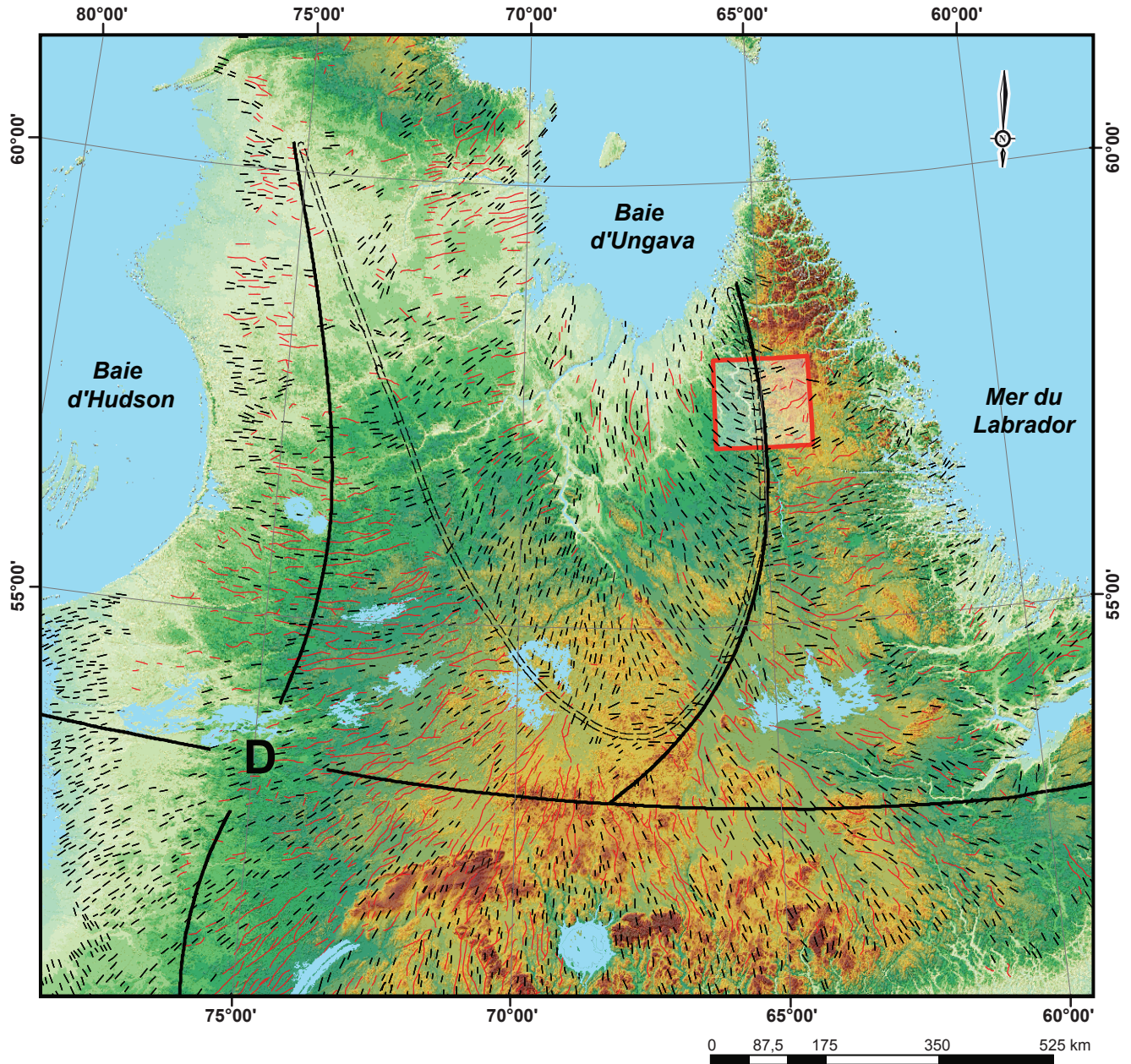


FIGURE 6 – Principaux regroupements géomorphologiques du secteur Labrador-Québec de la calotte laurentidienne (modifiée de Clark *et al.*, 2000).

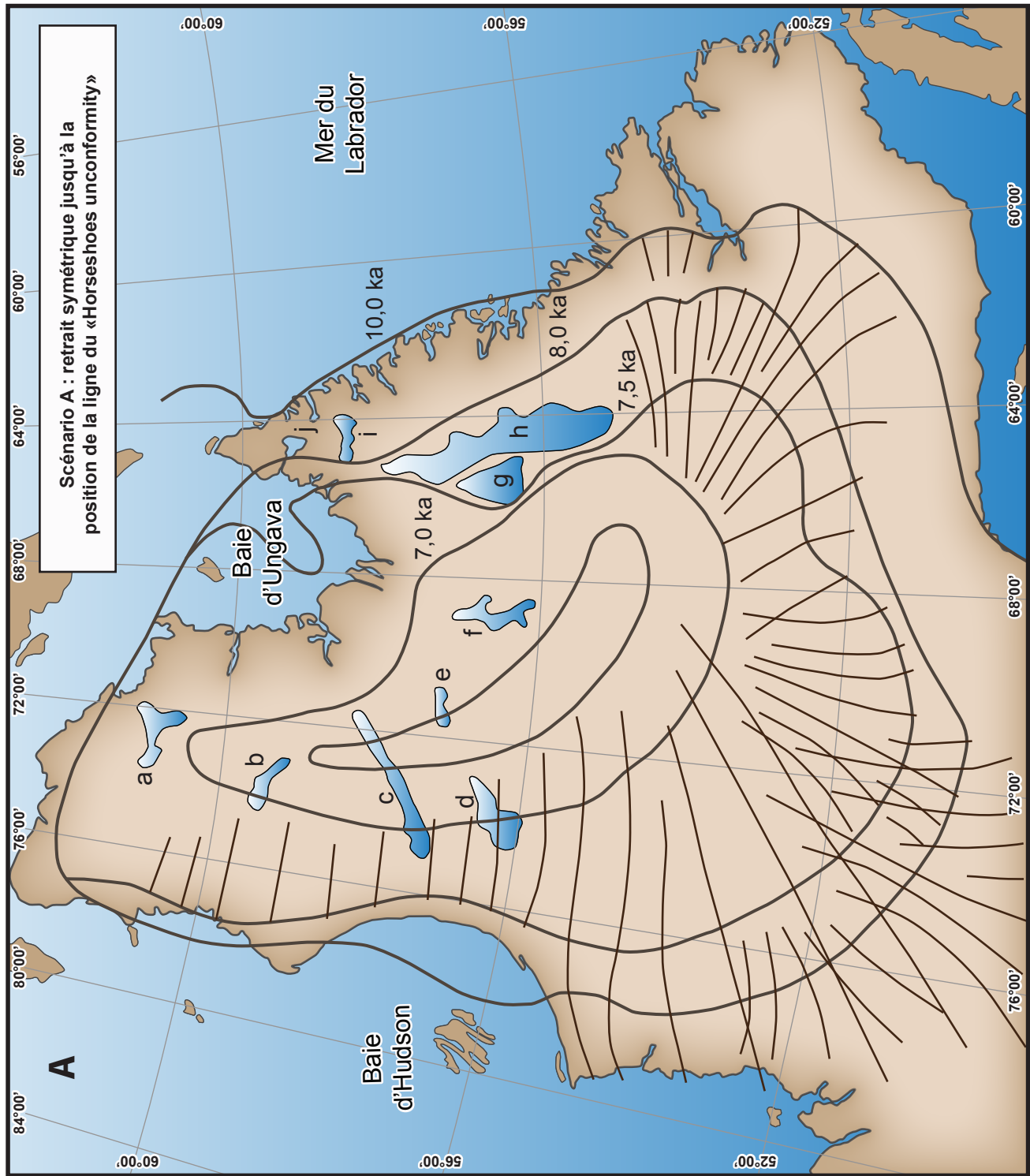


FIGURE 7A – Les formes situées au nord de la ligne de partage glaciaire seraient tardiwisconsiniennes. Le « Horseshoe unconformity » correspondrait à la position tardive de la ligne de partage glaciaire du secteur Labrador-Québec de l'Inlandsis laurentidien.

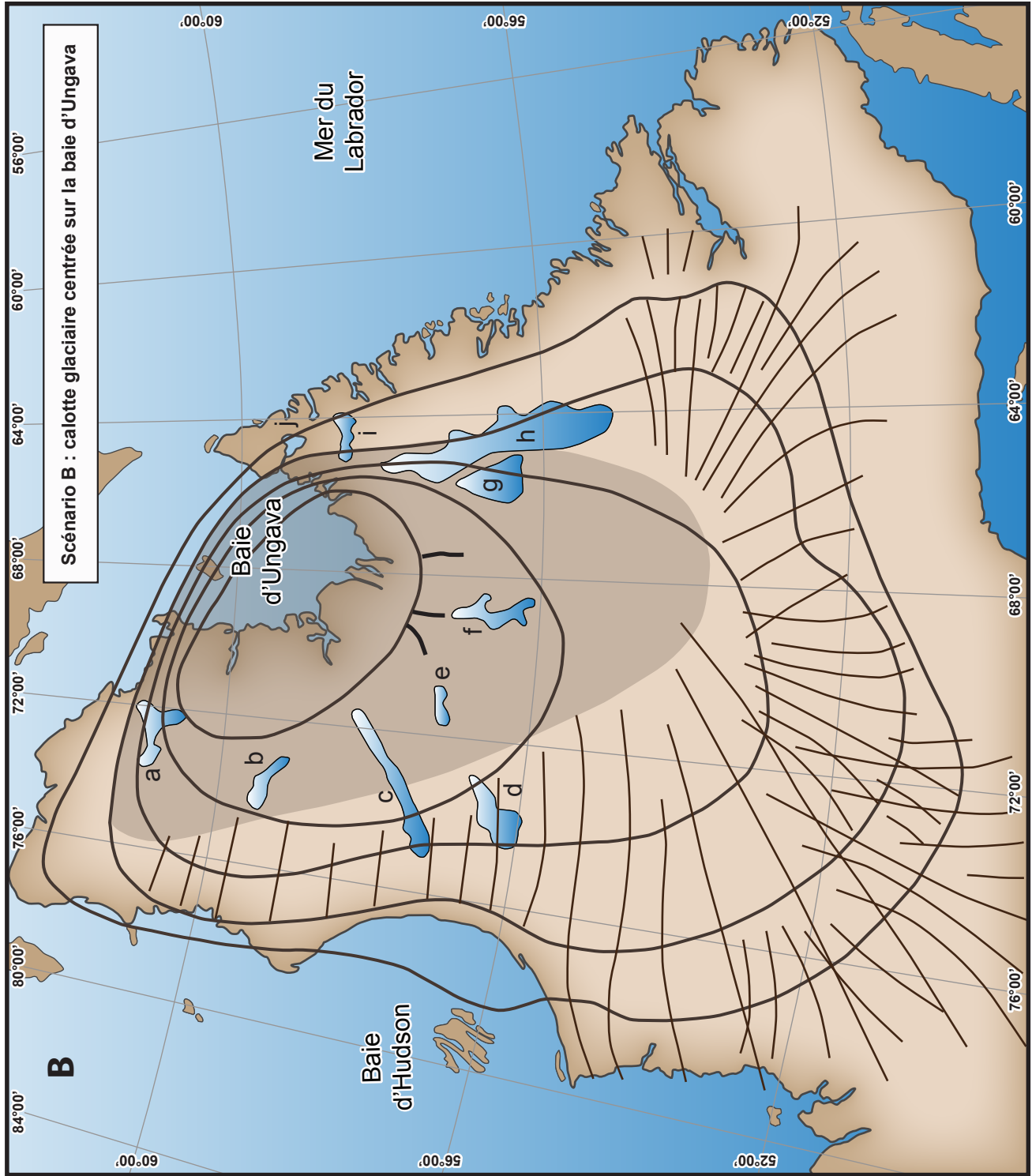


FIGURE 7B – Les formes situées au nord de la ligne du « *Horseshoe unconformity* » seraient des reliques ayant été préservées sous des conditions de glace à base froide. La limite du « *Horseshoe unconformity* » correspondrait à la ligne de séparation des ensembles morphosédimentaires d'âge différent (modifiée de Clark *et al.*, 2000).

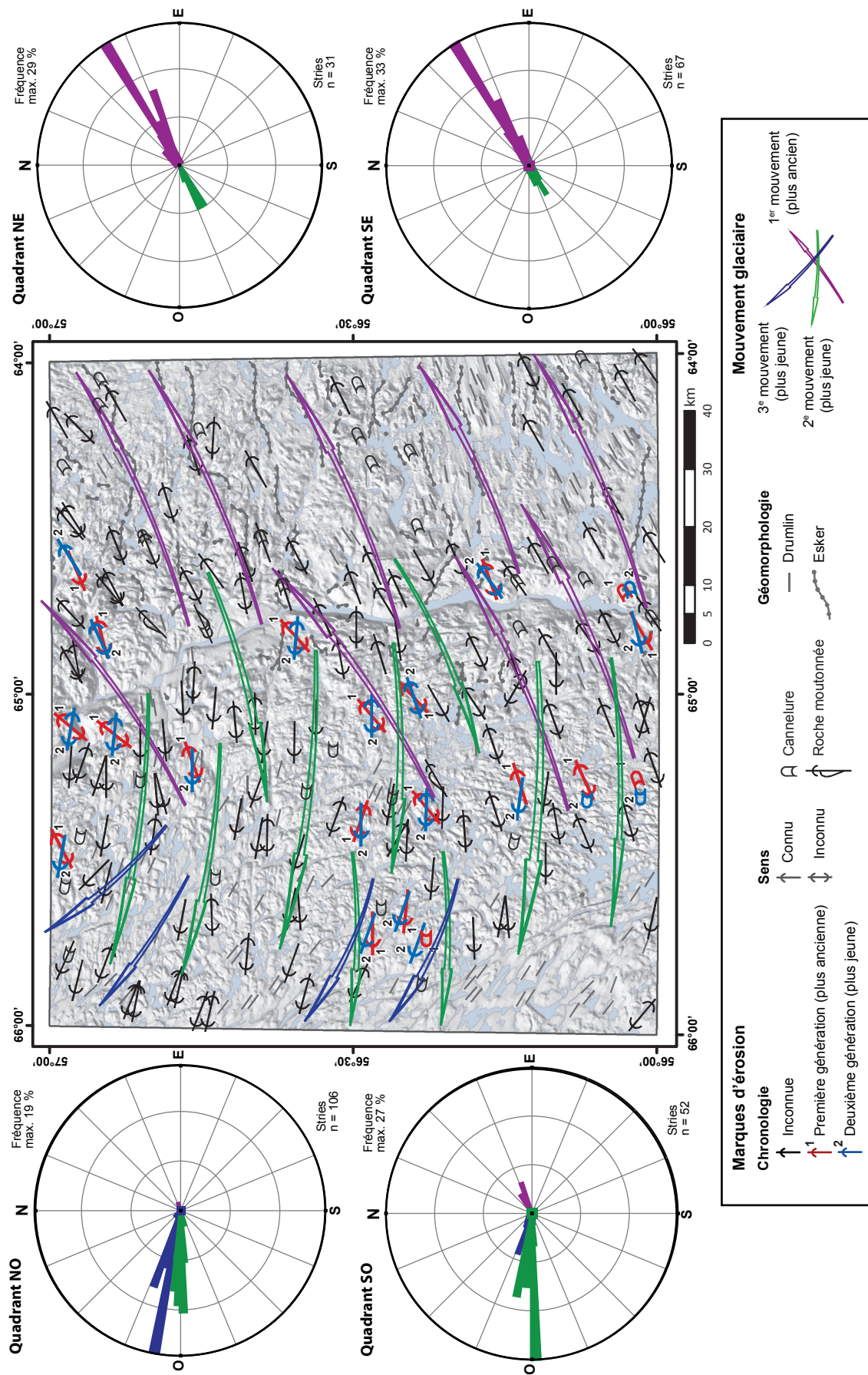


FIGURE 8 – Répartition des marques d'érosion glaciaire mesurées dans la zone d'étude et extension des différents mouvements associés.

PHOTOGRAPHIES



PHOTO 1 – Champs de *crag-and-tail* au sud-ouest de la zone d'étude, indiquant un écoulement glaciaire vers l'ouest, soit de la droite vers la gauche de la photo.

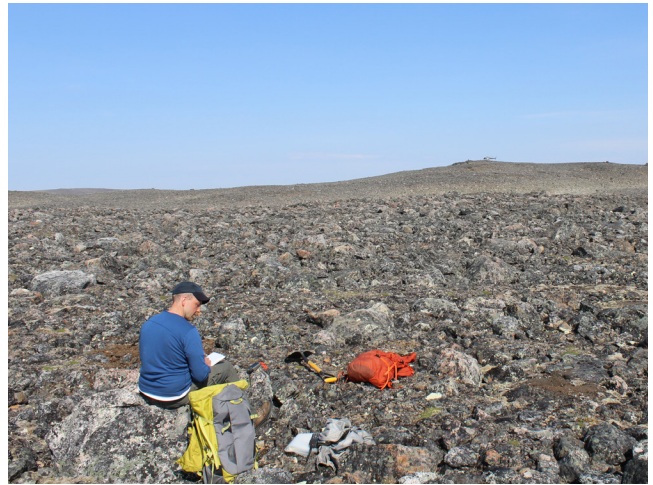


PHOTO 2 – Zone de felsenmeer à l'extrême nord-est de la zone d'étude. Les dépôts de surface sont formés essentiellement de blocs métriques, jointifs, polygéniques et anguleux, montrant par endroits des poches de matrice altérées.

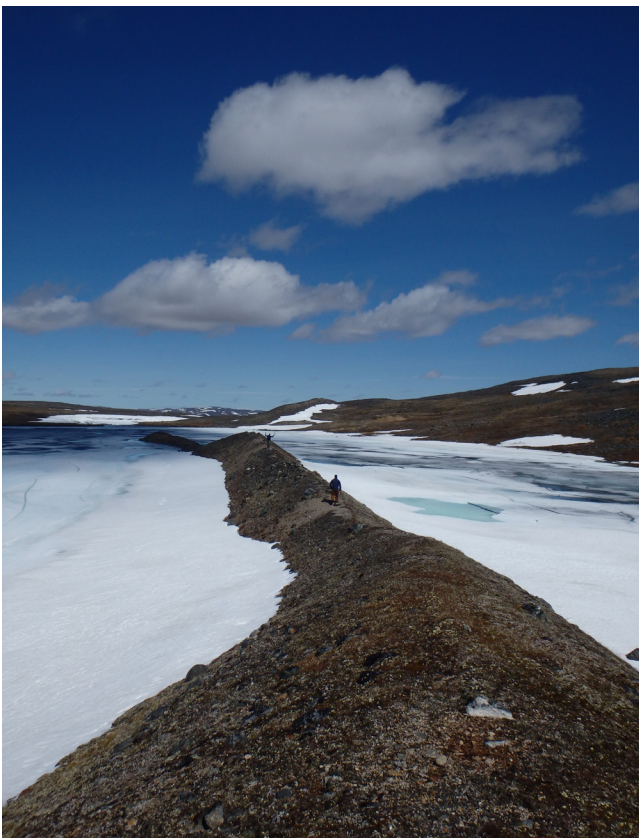


PHOTO 3 – Esker situé dans la partie nord-est de la zone d'étude.

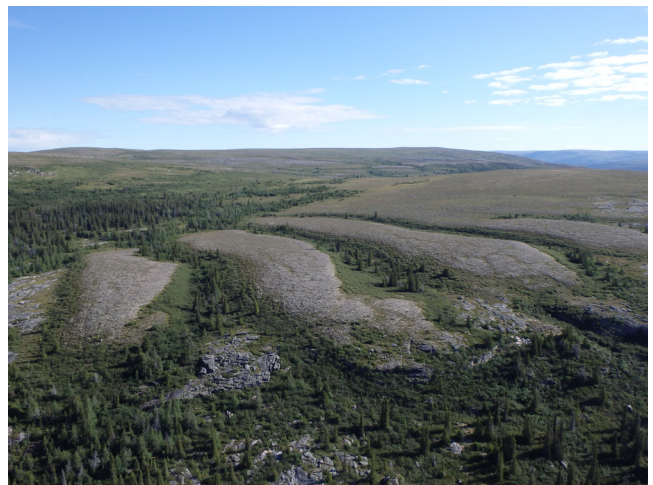


PHOTO 4 – Succession de chenaux juxtaglaciaires à l'ouest de la rivière George.



PHOTO 5 – Terrasses du lac Naskaupi sur la rive est de la rivière George.

PHOTOGRAPHIES (suite)



PHOTO 6 – Delta étagé du lac Naskaupi sur la rive ouest de la rivière George.



PHOTO 7 – Canyon surcreusé par les eaux de fonte glaciaire ou par une variation de niveaux du lac Naskaupi.

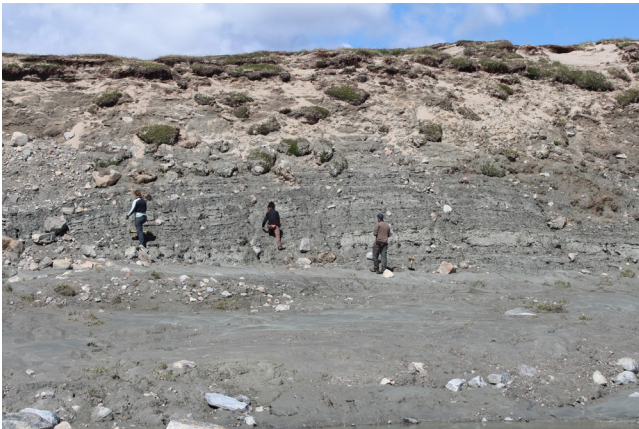


PHOTO 8 – Séquence de rythmites glaciolacustres surmontés par des sables littoraux dans la vallée de la rivière Ford.

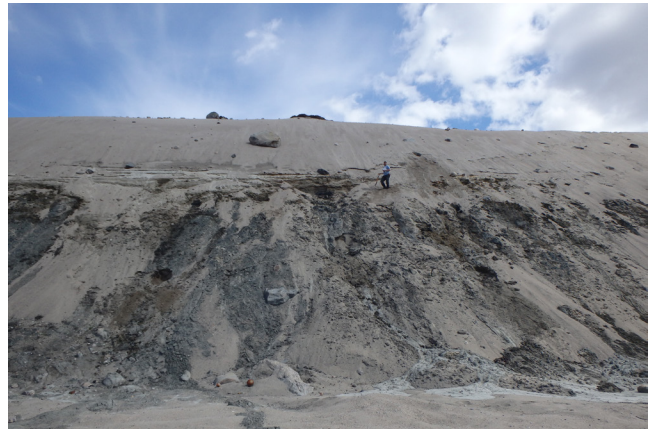


PHOTO 9 – Séquence d'argiles marines massives surmontées par des faciès littoraux de la mer d'Iberville. Dans la partie aval du bassin de la rivière George.

