

Géologie des dépôts de surface de la région de Nemaska (SNRC 32N03 portion nord, 32N06, 32N07 et 32N portion nord), Eeyou Istchee Baie-James

RP 2018-05



Olivier Lamarche, Virginie Daubois et Hugo Dubé-Loubert

Québec 

DOCUMENT PUBLIÉ PAR LA DIRECTION GÉNÉRALE DE GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction générale

Robert Giguère

Bureau de la connaissance géoscientifique du Québec

Andrea Amortegui

Direction de l'information géologique du Québec

Jean-Yves Labbé

Direction de la promotion et du soutien aux opérations

Robert Thériault, géo.

Lecture critique

Simon Hébert, géo stag.

Auteur

Olivier Lamarche, géo. stag., Virginie Daubois géo. stag. et Hugo Dubé-Loubert géo.

Édition

Claude Dion, ing.

Graphisme

André Tremblay

Photo de couverture : Coupe du till aux abords de la rivière Rupert

Photo de couverture (endos) : Lac du Poisson-Blanc

Géologie des dépôts de surface de la région de Nemaska (SNRC 32N03 portion nord, 32N06, 32N07 et 32N portion nord), Eeyou Istchee Baie-James

Olivier Lamarche, Virginie Daubois et Hugo Dubé-Loubert (MERN)

RP 2018-05

RÉSUMÉ

Le ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles a amorcé à l'été 2016 un projet d'échantillonnage des sédiments glaciaires et fluvioglaciaires dans la Province géologique du Supérieur dans le secteur du contact des sous-provinces de Nemiscau et de La Grande. Ce projet avait pour but de cartographier les dépôts de surface et d'évaluer le potentiel minéral (diamants, métaux usuels et précieux, terres rares, etc.) de la partie nord du feuillet SNRC 32N. Le présent document présente les résultats de la campagne de cartographie et inclut les cartes de dépôts de surface, la description des unités ainsi qu'une revue de la géologie du Quaternaire et des différentes orientations d'écoulement glaciaire de la région.

La cartographie des dépôts de surface a permis d'identifier les différents types de sédiments associés à la dernière déglaciation. La région est dominée par une plaine de sédiments glaciomarins déposés par la Mer de Tyrrell qui, à partir de l'Holocène, a contribué au développement de nombreuses tourbières et milieux humides caractéristiques des basses-terres de la baie James. Les reliefs qui percent cette plaine sont généralement constitués d'affleurements rocheux auxquels sont associées des traînées morainiques orientées dans le sens de l'écoulement glaciaire régional SW. De nombreuses plages soulevées marquant divers niveaux de la Mer de Tyrrell sont observées. Au NE du secteur, quelques segments de la Moraine de Sakami, d'origine fluvioglaciaire, marquent la transition entre le territoire submergé par la Mer de Tyrrell et les hautes terres. Ces terrains plus élevés et épargnés par l'invasion marine ont permis l'échantillonnage d'eskers, lesquels sont absents du reste de la zone à l'étude. Dans le secteur sud, en dehors de l'influence glaciomarine, on peut observer des sédiments glaciolacustres du Lac Ojibway.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION	6
Localisation et accès.....	6
Contexte géologique et travaux antérieurs.....	6
Géologie du Quaternaire.....	6
MÉTHODE DE TRAVAIL	8
Cartographie des dépôts de surface	8
Inventaire des marques et des formes d'érosion glaciaire.....	8
Échantillonnage de sédiments glaciaires et fluvioglaciaires	8
Géochimie de la fraction fine du till	9
Concentration et identification de minéraux indicateurs.....	9
Granulométrie.....	9
DÉPÔTS DE SURFACE ET GÉOMORPHOLOGIE	9
Zones morphosédimentaires	9
Sédiments glaciaires.....	9
Sédiments fluvioglaciaires.....	10
Sédiments glaciolacustres.....	11
Sédiments glaciomarins.....	11
Sédiments deltaïques.....	11
Sédiments d'eau profonde.....	11
Sédiments littoraux	11
Sédiments organiques.....	11
Sédiments éoliens.....	12
Sédiments alluviaux	12
Géomorphologie de surface.....	12
Formes anthropiques	12
Formes de versant	12
Formes alluviales	12
Terrasses fluviales.....	12
Chenaux fluviales.....	12
Ravinements mineurs	12
Barres alluviales.....	12
Formes éoliennes.....	12
Formes du socle rocheux.....	12
Formes glaciaires	13
Drumlinoïdes et traînées morainiques fuselées	13
Crête morainique majeure	13
Crête morainique mineure.....	13
Moraines de De Geer	13
Formes glaciolacustres ou glaciomarines	13
Crêtes de plages	13
Limite marine.....	13
Limite lacustre	14
Formes fluvioglaciaires	14
Eskers, kames et kettles.....	14
Deltas juxtaglaciaires	14
DYNAMIQUE GLACIAIRE	14
CONCLUSION.....	15
RÉFÉRENCES	16

FIGURES..... 16

TABLEAU 16

PHOTOGRAPHIES..... 16

HORS TEXTE :

Cartes de dépôts de surface – RP 2018-05-C01 et RP 2018-05-C02

INTRODUCTION

Le Bureau de la connaissance géoscientifique du Québec (BCGQ) a entrepris à l'été 2016 un projet d'acquisition de connaissances sur la géologie du Quaternaire de la région des rivières Broadback, Rupert et Pontax, à l'ouest de la municipalité de village cri de Nemaska. Ce projet visait la cartographie à l'échelle 1/50 000 des dépôts de surface et l'évaluation du potentiel minéral par prospection glacio-sédimentaire de cette région située au contact des sous-Provinces de La Grande et de Nemiscau. Les travaux de terrain ont été réalisés de juin à août 2016 sur une période de onze semaines par une équipe constituée de deux géologues et de deux aides-géologues. Ce document présente le volet cartographique du projet.

Les auteurs désirent remercier Simon Hébert et Mathieu Loiselle, qui ont participé avec enthousiasme aux travaux durant l'été 2016 à titre d'aides-géologues, ainsi que le pilote Frédérick Legrain pour son professionnalisme et son expertise. La logistique du projet a été assurée par l'équipe de direction du BCGQ, notamment Marie-France Beaulieu, et par Daniel Bandyayera et Yannick Daoudene, responsables du projet de cartographie du roc mené dans le même secteur à l'été 2016.

Localisation et accès

La zone à l'étude (figure 1) est située dans le territoire d'Eeyou Istchee Baie-James, dans la région administrative Nord-du-Québec, entre les latitudes 51° 07' 30" et 52° N et les longitudes 78° et 76° W. Ce territoire couvre onze feuillets SNRC, soit 32N06, 32N07, 32N09 à 32N16 et la portion nord du feuillet 32N03. Il est desservi par la Route de la Baie-James, qui relie Matagami à Radisson, et par la Route du Nord à partir de Chibougamau. Le village cri de Nemaska et le poste de la Nemiscau d'Hydro-Québec sont les seuls établissements notables de la région. La nouvelle route construite pour relier l'aménagement de l'Eastmain-1 au réseau routier permet d'atteindre le NE de la région. Le reste du territoire est accessible essentiellement par hélicoptère. Les terres de catégorie I du village cri de Nemaska n'ont pas été visitées lors des travaux de terrain.

Le relief du secteur d'intérêt est pour l'essentiel plat et légèrement incliné vers la baie James. Son altitude varie entre 150 et 300 mètres en général, mais peut descendre à 70 m à l'ouest et atteindre plus de 400 m dans la région de Nemiscau, à l'est. Le terrain est plus marécageux dans la partie NW, à proximité de la baie James, alors qu'à l'est, les collines Lescar présentent un relief plus accentué où les sédiments glaciaires et le roc dominant.

Les rivières Pontax, Rupert et Broadback traversent le territoire d'est en ouest et s'écoulent de manière générale vers la baie James. Les aménagements hydroélectriques sur la rivière Rupert érigés afin de dévier son cours vers la rivière Nemiscau et éventuellement vers la rivière Eastmain

ont modifié l'hydrologie de la région. Un seuil de régulation installé sur le déversoir du lac Nemiscau a notamment entraîné la hausse du niveau du lac et de la rivière Nemiscau. Les autres étendues d'eau importantes de la région sont les lacs Jolliet, Champion et Naquiperdu.

Contexte géologique et travaux antérieurs

Le secteur étudié est situé dans la Province géologique du Supérieur, au contact des sous-provinces de Nemiscau et de La Grande (figure 2). La Sous-province de La Grande est représentée dans la région par le Terrain plutonique du Lac Champion (Card et Ciesielski, 1986) qui est principalement formé de granites, de granodiorites, de diorites et de gneiss tonalitiques. Ce complexe intrusif est entouré à l'ouest, au sud et à l'est par la Sous-Province de Nemiscau principalement constituée de roches métasédimentaires de haut grade métamorphique (paragneiss et migmatites) et des roches intrusives felsiques.

La nature du contact entre les sous-provinces de La Grande et de Nemiscau varie latéralement. Dans la partie nord du secteur d'étude, le contact NW de la Sous-province de La Grande est marqué par la Formation d'Anatacau-Pivert (Franconi, 1978; Moukhsil, 2000) composée de roches volcaniques amphibolitisées (basalte, andésite, rhyolite, tufs felsiques; Bandyayera et Daoudene, 2018b). Cette unité est surmontée par la Formation de Pontax (métaconglomérat et métawacke) qui présente des altérations analogues aux faciès distaux observés à la mine Éléonore (Bandyayera et Daoudene, 2018b).

Au sud et au SE, le contact entre les deux sous-provinces correspond à la Zone de cisaillement de Rupert (figure 3), un important corridor de déformation orienté NE-SW qui sépare le Terrain plutonique du lac Champion (La Grande) du Groupe du Lac des Montagnes (Nemiscau). Ce dernier constitue un ensemble volcano-sédimentaire dominé par les basaltes amphibolitisés (Valiquette, 1963 et 1975).

Les minéralisations reconnues à ce jour sont concentrées dans les unités volcano-sédimentaires de la Formation d'Anatacau-Pivert (Au, Cu et Mo) et du Groupe du Lac des Montagnes (or et métaux usuels). À l'exception des secteurs cartographiés récemment par Bandyayera et Daoudene (2015, 2016, et 2018a), nos connaissances de la géologie du socle restent encore fragmentaires.

Pour une description détaillée de la géologie du secteur, le lecteur est invité à consulter les rapports de Bandyayera et Daoudene (2017, 2018a et 2018b).

Géologie du Quaternaire

Les dépôts de surface du territoire sont le résultat d'une suite d'événements liés à la glaciation du Wisconsinien tardif (figure 4; Hardy, 1982b). Lors de la dernière déglaciation, le recul du front glaciaire a entraîné le blocage des eaux de fonte entre la marge de l'inlandsis au nord, et les hauts

reliefs marquant la ligne de partage des eaux qui sépare les bassins de drainage du fleuve Saint-Laurent et de la baie d'Hudson. Ceci a mené à la formation de lacs proglaciaires importants, notamment le Lac Agassiz (Upham, 1895; Teller et Leverington, 2004) dans la région des Prairies, le Lac Barlow au Témiscamingue (Wilson, 1919) et le Lac Ojibway dans la région d'étude (Coleman, 1909; Vincent et Hardy, 1977; Veillette, 1988; 1994). Ces étendues d'eau considérables ont façonné le territoire canadien et ont mené à la mise en place de vastes plaines argileuses de sédiments glaciolacustres. De nombreux ouvrages traitent du mode de drainage du Lac Ojibway et de son rôle lors de l'épisode de refroidissement à 8,2 ka (Thorleifson, 1996; Barber *et al.*, 1999; Clarke *et al.*, 2003 et 2004; Roy *et al.*, 2011; Stroup *et al.*, 2013; Daubois *et al.*, 2015).

À la suite de l'effondrement du barrage de glace et du drainage concomitant du Lac Ojibway, les eaux salées de la Mer de Tyrrell (Lee, 1960; Hardy, 1976) ont envahi les régions limitrophes de la baie James. La limite maximale de ce plan d'eau du côté québécois correspond environ à l'élévation 200 m dans la portion sud de la baie James et jusqu'à 315 m au nord de Kuujuarapik (Hardy, 1976; Hillaire-Marcel et Vincent, 1980). Cette limite atteindrait le niveau 220 m juste au sud de la rivière Broadback et 252 m au nord de la rivière Rupert (Craig, 1968; Laverdière, 1969; Hardy, 1976). Ces différences d'élévations du nord au sud sont occasionnées par un relèvement isostatique plus important au nord (secteurs localisés à proximité de la marge glaciaire orientée NNW-SSE) depuis l'épisode glaciomarin, entraînant des niveaux d'invasion marine apparaissant aujourd'hui plus élevés que pour les terrains situés au SW. Le gauchissement isostatique régional est estimé à 43 cm/km pour la côte est de la baie d'Hudson, et à 27,5 cm/km spécifiquement pour la région comprise entre les rivières Broadback et Rupert (Hardy, 1976). Le taux calculé pour ce même secteur serait d'environ 20 cm/km d'après Hillaire-Marcel et Vincent (1980). Tous ces gauchissements augmentent en élévation vers le NE.

Sur le littoral québécois de la baie James, de grandes plaines argileuses, témoignant de l'existence du Lac Ojibway et de la Mer de Tyrrell, occupent toutes les zones de faible élévation à partir du Témiscamingue jusqu'à Radisson (Vincent et Hardy, 1977; Veillette, 1994). Des faciès glaciolacustres littoraux et pré-littoraux plus sableux occupent les terrains plus élevés de l'intérieur des terres, de l'Abitibi jusqu'à Chibougamau (Hardy, 1976).

La Moraine de Sakami constitue un important complexe morainique dans les basses-terres de la baie James, ainsi qu'un marqueur chronologique majeur. Probablement déposée vers 8,2 ka, à la même époque que le drainage du Lac Ojibway (Hardy, 1976; Roy *et al.*, 2011; Ullman *et al.*, 2016), la Moraine de Sakami forme un arc de cercle étonnamment régulier et presque continu qui indique une marge glaciaire relativement stable orientée NNW-SSE. Cet arc de cercle, long de plus d'une centaine de kilomètres, représente également la limite orientale de la plaine argileuse

associée au Lac Ojibway au-delà de laquelle on ne trouve plus de sédiments glaciolacustres (Hillaire-Marcel *et al.*, 1981; Hardy, 1982a).

Avant les travaux de Hardy (1976 et 1982b), quelques géologues avaient déjà visité le secteur d'intérêt dans le cadre de projets de cartographie géologique réalisés par les gouvernements provincial ou fédéral. Ces géologues ont fait quelques observations relatives à la géologie du Quaternaire, soit en relevant l'orientation des stries glaciaires (Low, 1903; Remick et Gillain, 1963; Gillain, 1964 et 1965), en estimant la distance de transport de blocs erratiques de lithologies particulières (Valiquette, 1963) ou en dressant un portrait sommaire des différentes unités quaternaires de la région (Gillain, 1964; Dubé, 1974). Très peu de levés du Quaternaire ont ainsi été réalisés dans le secteur d'étude. Notons néanmoins qu'une carte des dépôts de surface produite par la Direction des inventaires forestiers (DIF) est disponible pour une portion du secteur à l'étude.

Les études antérieures sur les écoulements glaciaires dans les régions de Nemiscau et de Chibougamau et le long de la Route de la Baie-James (Bouchard et Martineau, 1985; Prichonnet et Beaudry, 1990; Veillette et Pomares, 1991; Paradis et Boisvert, 1995; Parent *et al.*, 1995; Veillette, 1995; Veillette *et al.*, 1999). Ces études ont reconnu au moins un mouvement ancien que Veillette *et al.*, (1999) attribuent aux écoulements de part et d'autre d'une ligne de partage des glaces qui traversait le Québec du Témiscamingue au réservoir de Caniapiscau. Dans la région de la Baie-James, ce mouvement est donc vraisemblablement dirigé vers le NW, alors que dans la région de Chibougamau, il est plutôt vers le SE. Une migration subséquente vers le NW du centre de dispersion aurait induit une rotation antihoraire des directions d'écoulement sur la côte est de la baie James, d'abord vers l'ouest et ensuite vers le SW (Veillette, 1994; Veillette *et al.*, 1999), ce qui correspond au mouvement principal associé au maximum glaciaire.

Au cours de la déglaciation, l'Inlandsis laurentidien s'est progressivement scindé en deux entités, le Glacier du Nouveau-Québec à l'est et le Glacier d'Hudson à l'ouest, en réponse à l'ablation au contact des eaux du Lac Agassiz-Ojibway. L'axe de séparation est aujourd'hui marqué par le Complexe interlobaire d'Harricana qui s'étend de l'Abitibi à la baie James (Low, 1889; Wilson, 1938; Hardy, 1976). Au NE de cette ligne orientée N-S, le centre de dispersion glaciaire était situé quelque part au Nouveau-Québec (Glacier du Nouveau-Québec), alors qu'au NW, la dispersion s'effectuait à partir de la côte est de la baie d'Hudson (Glacier d'Hudson; Dyke et Prest, 1987; Dredge et Thorleifson, 1987). Au sud de la baie James, les écoulements glaciaires convergents associés aux nouveaux centres de dispersion sont associés au courant de glace de la baie James (Veillette, 1997), orienté SSE, lequel est le résultat de la présence du Lac Ojibway-Barlow (Barlow, 1899; Hughes, 1959; Chauvin, 1977; Veillette, 1986). Du côté québécois de la baie James, les directions d'écoulement récent sont donc de manière générale orientées vers le SW ou SSE.

MÉTHODE DE TRAVAIL

Les travaux de cartographie réalisés à l'été 2016 dans le secteur d'étude ont permis l'échantillonnage de till et d'eskers, en plus de récolter des données touchant les dépôts de surface, leur morphologie et les marques d'érosion associées aux écoulements glaciaires. À la suite de ces travaux, les cartes des dépôts meubles et l'étude de la dynamique glaciaire ont été complétées, pendant que l'analyse des échantillons était effectuée par le fournisseur de service. L'équipe de cartographie était basée au camp du lac du Poisson Blanc situé dans le NW du feuillet 32N03 (figure 3).

Cartographie des dépôts de surface

Une photo-interprétation préliminaire a été réalisée préalablement à la campagne de terrain afin de délimiter grossièrement les zones géomorphologiques, d'identifier les secteurs d'intérêt à investiguer sur le terrain et de cibler les sites d'échantillonnage potentiels pour le till et les eskers. Cette étape a également permis de reconnaître les zones d'atterrissage pour l'hélicoptère (tourbières et affleurements rocheux dégagés). L'interprétation préliminaire a été effectuée à l'échelle 1/50 000 à l'aide de photographies aériennes noir et blanc et des images satellitaires RapidEye (5 m de résolution). Environ 80 % du territoire a été interprété à l'aide de photos aériennes à l'échelle 1/31 680, alors que le 20 % restant, situé dans le sud, était couvert par des photos aériennes au 1/60 000.

Un total de 571 sites d'observations (figure 5) ont été visités au cours des travaux de terrain avec un espacement moyen d'environ 5 km. Cette couverture est cependant plus dense (environ 2 km) le long des routes afin de profiter des coupes et des affleurements décapés disponibles. En forêt, les sites d'observation correspondent principalement à des trous creusés à la pelle. D'autres observations ont été réalisées le long des routes carrossables, dans les sablières et le long des rivières. Les fiches du Quaternaire produites dans le cadre de cette étude décrivent la lithologie des sédiments de surface, la géomorphologie, les marques d'érosion glaciaire et les échantillons prélevés.

L'interprétation finale a été complétée à l'automne 2016. Les résultats de la cartographie des dépôts de surface sont présentés en annexe de ce rapport sous la forme de deux cartes à l'échelle 1/95 000 couvrant les secteurs ouest et est du secteur d'étude. Les données numériques sont disponibles dans le SIGÉOM sous l'onglet « Géologie du Quaternaire » à l'adresse suivante :

http://sigeom.mines.gouv.qc.ca/signet/classes/I1102_aLaCarte?l=F

Inventaire des marques et des formes d'érosion glaciaire

Afin de caractériser la dynamique glaciaire de la région, nous avons procédé sur le terrain à un relevé systématique des marques d'érosion glaciaire. De même, l'orientation des grandes formes fuselées a été colligée à l'étape de la photo-interprétation. Les affleurements dégagés en bordure de route, le long des rivières ou en forêt qui montraient des marques d'érosion glaciaire ont été examinés en détail. Un total de 206 marques d'érosion (notamment des stries, des broutures, des cannelures et des roches moutonnées) ont été répertoriées sur 124 sites. Dans le cas de certaines marques d'érosion pour lesquelles il a été impossible de déterminer le sens de mouvement, la polarité a été déterminée à l'aide du profilage de l'affleurement (roche moutonnée). La chronologie des écoulements a pu être établie pour 24 sites qui présentaient des recoupements de différentes phases de stries ou des surfaces abritées permettant la préservation de mouvements anciens. Cette information est disponible dans le SIGÉOM sous l'onglet « Géologie du Quaternaire ».

Échantillonnage de sédiments glaciaires et fluvioglaciaires

Le till de fond du secteur à l'étude a été échantillonné afin de caractériser le potentiel minéral régional. Au total, 343 échantillons (337 échantillons de till et 6 d'eskers) ont été prélevés dans la zone d'étude. La densité d'échantillonnage est d'environ un échantillon par 30 km² pour le till, ce qui représente une maille d'échantillonnage d'environ 5 à 6 km. Les six échantillons de matériel fluvioglaciaire provenant d'eskers sont issus de la partie NE du secteur d'étude, hors de l'aire d'influence de la Mer de Tyrrell. La répartition spatiale des échantillons de till et d'eskers est illustrée à la figure 5. Les échantillons ont été prélevés à la pelle dans l'horizon C à une profondeur de 1 à 1,5 m, afin d'éviter l'altération causée par des processus pédologiques. Les pelles sont frottées et nettoyées à l'eau avant chaque échantillonnage afin d'éviter toute contamination provenant des échantillons précédents.

Pour les sédiments glaciaires, seulement le till de fond a été échantillonné et les zones présentant des faciès de till remanié ou d'ablation ont été évitées. Deux échantillons ont été prélevés à chaque site d'échantillonnage, un premier échantillon de 10 kg pour la séparation des minéraux lourds et un second de 1 kg à des fins d'analyse géochimique de la fraction fine. De plus, 5 % des échantillons ont été dupliqués afin de contrôler la variabilité et la précision des analyses géochimiques de la fraction fine. Des étalons internes ou certifiés (proportion de 4 %) ont été ajoutés aux échantillons recueillis pour contrôler la justesse des analyses géochimiques. Finalement, une proportion de 1 % de blancs a été insérée pour détecter de possibles contaminations.

Dans le cas des eskers, les sédiments échantillonnés au sommet des crêtes ont été tamisés sur place pour en

récupérer la fraction inférieure à 8 mm. De cette fraction, environ 15 kg ont été prélevés pour la séparation des minéraux lourds. Un compte pétrographique de 100 clastes a également été réalisé pour la fraction supérieure à 8 mm. Le poids moyen des échantillons de till est de 10,3 kg et de 16,7 kg pour les échantillons d'eskers.

Pour tous les échantillons, les informations sur le site d'échantillonnage et les caractéristiques du matériel prélevé, ainsi que des commentaires sur le contexte géologique local ont été consignés dans une géofiche du Quaternaire. Cette information est disponible dans le SIGÉOM sous l'onglet « site d'observation du Quaternaire ».

Géochimie de la fraction fine du till

Les échantillons de till ont été envoyés au laboratoire Act-Labs aux fins d'analyses géochimiques. Après tamisage, la fraction fine des échantillons de till (<63 µm) a été analysée par fusion totale (0,5 g) et spectrométrie d'émission optique par torche au plasma (ICP-OES) pour les éléments majeurs. Les éléments des terres rares ont été analysés par spectrométrie de masse (ICP-MS) à la suite d'une fusion totale (0,5 g). Les éléments en traces et les métaux ont subi une digestion à l'eau régale (30 g) et ont été dosés par ICP-MS. Les résultats sont disponibles dans le SIGÉOM sous l'onglet « Échantillon de sédiment » à l'adresse suivante :

http://sigeom.mines.gouv.qc.ca/signet/classes/I1102_indexAccueil?l=f#

Concentration et identification de minéraux indicateurs

Le traitement des échantillons pour la séparation des minéraux lourds a été réalisé par IOS Services Géoscientifiques (Fournier, 2017 et 2018, cités dans Lamarche et Daubois, 2017 et 2018a) selon la procédure décrite par McClenaghan (2011). Après le prélèvement d'un témoin de 500 g, les échantillons ont été séparés par tamisage humide en différentes classes granulométriques, puis séchés et pesés. Un procédé propre au fournisseur de service (« ARTGold^{MC} ») a été employé afin de maximiser la récupération des grains d'or. Cette méthode de séparation gravimétrique utilise un lit fluidisé placé en amont de la table à secousses et permet également la séparation des minéraux porteurs des éléments du groupe du platine (Fournier, 2017). Par la suite, après la préconcentration des minéraux lourds sur la 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 soumis à des séparations séquentielles à l'aide d'une liqueur dense (polytungstate de lithium) de façon à 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 et la fraction non ferromagnétique et non paramagnétique a été examinée au stéréomicroscope. À ce stade, les grains

d'or de plus de 250 µm qui n'auraient pas été séparés par le procédé ARTGold^{MC} peuvent être récupérés.

L'identification et le comptage des minéraux indicateurs sont réalisés pour différents contextes métallogéniques à partir de la fraction comprise entre 250 µm et 1 mm du concentré résiduel (Fournier, 2018). Une portion des minéraux indicateurs sélectionnés sont alors montés dans des pastilles d'époxy et analysés au microscope électronique à balayage (MEB) couplé à un spectromètre à dispersion d'énergie EDS-SDD afin d'obtenir des analyses géochimiques semi-quantitatives.

Le concentré obtenu à l'aide du procédé ARTGold^{MC} a été traité à l'aide d'un aimant à main afin de retirer la magnétite. Les minéraux restants ont été analysés au MEB pour obtenir des analyses géochimiques semi-quantitatives. Les analyses de la fraction granulométrique <50 µm ont été effectuées de manière automatisée, alors que la fraction >50 µm a d'abord été soumise à un examen visuel avant l'analyse au MEB.

Granulométrie

Des analyses granulométriques des échantillons glaciaires et fluvioglaciaires ont été réalisées par IOS Services Géoscientifiques lors de la réception des échantillons (Fournier, 2017). Ceux-ci sont soumis à un tamisage humide pour séparer les fractions grossières (1 mm, 2 mm, 4 mm et 8 mm) qui sont pesées afin de déterminer leur distribution granulométrique. Les fractions inférieures à 1 mm sont séchées et pesées, puis une aliquote d'environ 3 g est prélevée et analysée à l'aide d'un granulomètre à dispersion laser Fristch Analysette 22 (fractions 4 µm, 38 µm, 45 µm, 63 µm, 75 µm, 125 µm, 1250 µm, 250 µm, 500 µm, 1000 µm). Ces données sont disponibles dans les rapports de Lamarche et Daubois (2017 et 2018a).

DÉPÔTS DE SURFACE ET GÉOMORPHOLOGIE

La légende de la géologie du Quaternaire utilisée dans le cadre de ce projet est présentée dans Roy (2014). Cette légende est inspirée de l'ancienne légende de la Commission géologique du Canada (Parent *et al.*, 2010). Le texte de la légende des cartes des dépôts de surface est adapté de ces publications. Le tableau 1 présente un sommaire des sédiments observés dans la région d'étude.

Zones morphosédimentaires

Sédiments glaciaires

La distribution des sédiments glaciaires de la région est principalement tributaire de la présence de reliefs perçant la plaine glaciolacustre environnante. Le till se présente soit sous la forme de longues traînées morainiques fuse-

lées situées derrière les abris rocheux (*crag-and-tail*), soit comme des formes fuselées de faible élévation qui ne sont pas associées à des affleurements rocheux (drumlinoides). Les unités de till couvrent également les zones élevées épargnées par l'invasion marine et le Lac Ojibway.

Quatre unités de till ont été reconnues dans le secteur d'étude. Le till en couverture continue (étiquette Tc) correspond aux zones de sédiment glaciaire d'une épaisseur supérieure à 1 m. Dans les zones de till en couverture discontinue (étiquette Tm), le till, d'une épaisseur comprise entre 30 cm et 1 m, est généralement associé à des affleurements rocheux (étiquette R). Le till remanié (étiquette Tr) représente le till en couverture continue (Tc) faiblement à moyennement perturbé et remanié le long du littoral de la Mer de Tyrrell. Finalement, le till de fusion (étiquette Tf) constitue des zones de faible transport glaciaire dont la surface est lessivée par l'action de l'eau de fonte.

Le till en couverture continue (Tc; photo 1) est principalement formé d'un till de fond caractérisé par une matrice à granulométrie sablo-silteuse à silto-sableuse (figure 6) reflétant la nature de la roche environnante dominée par des lithologies cristallines difficilement broyables (granitoïdes, migmatites, paragneiss). Le sol qui se développe sur le till montre par endroits un horizon B localisé à 20 ou 30 cm de profondeur. Cet horizon très enrichi en fer est noir à rouge très foncé et compact à très compact. L'horizon C est, quant à lui, gris-brun à gris-olive pâle (code Munsell 2.5Y 6/2) et d'une compacité moyenne. Les clastes sont généralement subanguleux et de forme triangulaire, bien que quelques clastes plus arrondis soient observés localement, et montrent couramment un placage de farine glaciaire sur leur côté aval. Cette unité couvre 25 % de la superficie totale du territoire et constitue l'unité de sédiment glaciaire la plus répandue (70 % du till). La plus grande épaisseur observée est de 15 mètres.

Le till en couverture discontinue (Tm) se trouve principalement sur les sommets locaux. Associé au socle rocheux, ce till est constitué d'une plus grande proportion de clastes dont la nature est généralement locale. Les clastes sont plus anguleux en raison d'un transport glaciaire moins important. Ce faciès a été évité lors de l'échantillonnage du till, car l'altération pédogéochimique atteint couramment le socle rocheux et a modifié la composition de la matrice du till. Par contre, cette mince couche de till constitue un excellent protecteur de poli glaciaire et plusieurs stries ont été mesurées à l'interface socle/till discontinu. Cette unité couvre environ 5 % du territoire cartographié.

Le till remanié (Tr) représente les zones où le till de fond a été remanié par les eaux de la Mer de Tyrrell. L'action des vagues a libéré le sédiment de ses particules fines et a ainsi produit un diamicton à matrice sableuse dans lequel on trouve des clastes subanguleux caractéristiques du till de fond. L'absence de litage et la présence de clastes distinguent cette unité des sédiments littoraux glaciomarins (étiquette MGb) décrits plus loin. Cette unité est localisée

principalement dans la moitié ouest du territoire et occupe environ 5 % de la carte.

L'unité de till de fusion (Tf) désigne les zones de faible transport glaciaire où la décrépitude glaciaire et le lessivage mineur par les eaux de fonte ont modelé le territoire. Sur les photos aériennes, ces zones concentrées dans les hautes terres se caractérisent par une texture finement bosselée, généralement sableuse.

Un till d'ablation, de composition sablo-silteuse et plutôt lâche, constitue généralement la partie sommitale des dépôts glaciaires (10 à 30 cm). Ces sédiments sont issus de la fonte finale de l'inlandsis et n'ont pas été compactés par la masse de glace, comme l'a été le till de fond. L'unité de till d'ablation n'a pas été identifiée sur la carte à cause de sa faible épaisseur.

Sédiments fluvioglaciaires

Les sédiments fluvioglaciaires sont surtout présents dans le NE de la zone d'étude, au nord de Nemaska et de Nemiscau. Dans cette zone libre de l'influence de la Mer de Tyrrell et du Lac Ojibway, plusieurs vallées orientées NE-SW ont servi de corridors de drainage de l'eau de fonte de l'inlandsis. Ces vallées ont ainsi accumulé des sédiments fluvioglaciaires jusqu'à un important terminus glaciaire : la Moraine de Sakami. Au SW de cette moraine, les sédiments fluvioglaciaires sont plus épars et de nature subaquatique ou remaniée.

Les sédiments juxtaglaciaires (étiquette Gx) regroupent les sédiments mis en place au contact de l'inlandsis. Ces dépôts s'organisent autour des corridors de drainage de l'eau de fonte et comprennent des eskers, des kettles et, par endroits, des moraines mineures. Ils sont surtout présents au NE de la Moraine de Sakami. Au SW de celle-ci, on trouve quelques trains d'eskers enfouis sous les sédiments de la Mer de Tyrrell ou les sédiments d'épandage (Gs). De nature variée, les sédiments juxtaglaciaires présentent de grandes variations granulométriques, allant des sables fins aux cailloux jointifs généralement bien triés. Les clastes sont arrondis à subarrondis. Les plus grandes épaisseurs de ce type de sédiments sont associées aux eskers qui atteignent des épaisseurs de l'ordre d'une vingtaine de mètres.

La Moraine de Sakami est constituée de sédiments de moraine frontale (étiquette GxT) mis en place au front du glacier. La moraine forme une crête orientée NNW-SSE relativement continue à travers le secteur à l'étude. Elle se présente comme un complexe morainique composé de plusieurs crêtes pouvant mesurer jusqu'à plusieurs centaines de mètres de largeur, alors qu'en d'autres endroits, on observe une seule crête de faible hauteur large de quelques dizaines de mètres. Le sédiment est principalement constitué de sables et de graviers fluvioglaciaires terminaux constituant une source importante de granulat dans ce secteur de la Baie-James. Ainsi, le poste de Nemiscau et la ligne de transport d'électricité à haute tension en provenance de la

centrale Robert-Bourassa ont été directement construits sur ces dépôts morainiques.

Au fil du recul de la marge glaciaire, l'eau de fonte a déposé des plaines d'épandage subaérien (étiquette Go) caractérisées par une surface chenalisée et généralement plus plane ainsi que par une granulométrie allant du sable aux cailloux. On trouve ces plaines dans les hautes-terres au NE de la Moraine de Sakami, de part et d'autre des dépôts de sédiments juxtaglaciaires.

En contexte sous-marin, des sédiments d'épandage subaquatique (étiquette Gs) recouvrent les sédiments juxtaglaciaires (Gx), occultant par endroits les morphologies caractéristiques de ces dépôts. Les épandages subaquatiques forment de grandes plaines de sédiments à granoclassement très régulier dont la granulométrie varie de grossière à fine (sables fins) en fonction de la distance de la marge glaciaire.

L'appellation de sédiment fluvioglaciaire indifférencié (étiquette G) désigne les sédiments fluvioglaciaires d'origine incertaine.

Sédiments glaciolacustres

Bien que faiblement représentés sur les cartes du secteur d'étude, les sédiments glaciolacustres du Lac Ojibway sont bien visibles en coupe le long des grandes rivières (Harricana, Nottaway, Rupert, Pontax, etc.), surtout à proximité de la baie James (voir Bell, 1877; Terasmae et Hughes, 1960; Skinner, 1973; Dubé-Loubert *et al.*, 2013, etc.). Dans le sud du secteur, au-delà de l'influence de la Mer de Tyrrell, des sédiments glaciolacustres sont observés en surface. Ces sédiments d'eau profonde (étiquette LGa) sont principalement composés d'argile et de silt laminés et sont généralement associés à des terrains humides. Quelques dépôts de sédiments glaciolacustres littoraux (étiquette LGb) se sont également développés sur des sommets topographiques au SW de la zone d'étude. Au SW de la Moraine de Sakami, de nombreuses moraines de De Geer d'origine glaciolacustre se sont déposées à l'interface de la marge glaciaire et du Lac Ojibway durant la période précédant l'épisode de stagnation associé au dépôt de la Moraine de Sakami.

Sédiments glaciomarins

Les sédiments glaciomarins du secteur d'étude se sont déposés dans les zones ennoyées par la Mer de Tyrrell. Différents faciès sont observés ou inférés et reflètent des environnements de déposition distincts. La limite méridionale de l'extension de la Mer de Tyrrell dans la partie sud du secteur d'étude est difficile à identifier. En effet, le faible relief de ce secteur ne favorise pas la formation de sédiments littoraux glaciomarins permettant de situer cette limite. Nous fixons donc le contact approximatif entre les sédiments d'eau profonde d'origine glaciomarine et glaciolacustre dans le secteur de la rivière Broadback, alors que la limite marine réelle est localisée à une dizaine de kilomètres plus au sud.

Sédiments deltaïques

Des sédiments glaciomarins deltaïques (étiquette MGd) ont été cartographiés au NE de la zone d'étude, tout juste en aval glaciaire de la Moraine de Sakami. En effet, lors du drainage du Lac Ojibway et de l'invasion marine de la Mer de Tyrrell, la marge glaciaire était située approximativement à la position de la Moraine de Sakami.

Sédiments d'eau profonde

Les zones de basse élévation à l'ouest et au NW de la zone d'étude ont été comblées par des sédiments de la Mer de Tyrrell mis en place en contexte d'eau profonde (étiquette MGa). Cette plaine d'argile et de silt argileux constitue l'ensemble physiographique caractéristique des basses-terres de la baie James. D'un point de vue stratigraphique, ces sédiments glaciomarins surmontent les sédiments glaciolacustres d'eau profonde mis en place préalablement dans le Lac Ojibway. L'accumulation de matériel fin de perméabilité très faible a grandement contribué à la formation des tourbières et autres milieux humides.

Sédiments littoraux

À certains endroits, les zones en relief qui émergeaient de la Mer de Tyrrell ont permis la déposition de sédiments glaciomarins littoraux (étiquette MGb). Des secteurs favorisés par leur configuration topographique et leur orientation par rapport aux vents dominants sont plus susceptibles de développer des sédiments littoraux (principalement les versants sud). Ces zones littorales se caractérisent par endroits par des crêtes de plages issues du remaniement des sédiments par l'action des vagues. Le sédiment est généralement sableux et finement lité, mais des plages de cailloux sont également observées lorsque le matériel d'origine est un till de fond (photo 2). Dans le cas où le sédiment est un diamicton sablo-graveleux présentant des faciès glaciaires encore identifiables (forme des clastes, farine glaciaire imprégnée sur les clastes), le sédiment a été classifié comme un till remanié (Tr).

Le relèvement isostatique du continent a causé le retrait progressif de la Mer de Tyrrell. Cette dynamique est responsable de la déposition de sédiments littoraux sous la forme de plages de blocs à diverses élévations sous la limite marine maximale de la Mer de Tyrrell. Les sédiments littoraux les plus élevés sont situés à environ 275 m dans le secteur de Nemiscau et environ 250 m dans la portion sud du secteur.

À plusieurs endroits, un till remanié ou même un till non remanié a été observé sous les sédiments littoraux à une profondeur variant de 0,5 à 1 m selon les sites.

Sédiments organiques

Les sédiments organiques (étiquette O) sont présents dans toutes les zones de basse élévation du territoire. Le

mauvais drainage occasionné par les sédiments peu perméables explique la formation de ces sédiments de couleur noire et très riches en matière organique. Ceux-ci se forment dans des tourbières à structure réticulés par endroits et sont généralement associés aux plaines argileuses glaciolacustres et glaciomarines. Les sédiments organiques couvrent de 20 à 25 % du territoire.

Sédiments éoliens

Les sédiments éoliens (étiquette Ed) forment des terrains sableux qui étaient dépourvus de végétation à la suite de la déglaciation. Ceux-ci s'organisent en dunes peu matures développées sur des sédiments exondés de la Mer de Tyrrell, notamment des sédiments littoraux, mais également des sédiments glaciaires ou fluvioglaciaires. Certaines de ces dunes ressemblent à des moraines mineures, mais leur forme ondulante caractéristique nous laisse croire qu'il s'agit bien de sédiments éoliens, ou du moins, de moraines remaniées par le vent.

Sédiments alluviaux

Les rivières Pontax, Rupert, Broadback et Nemiscaw constituent les éléments majeurs du drainage du secteur d'étude. Ces rivières d'envergure ont développé, de part et d'autre de leur lit, des alluvions (étiquettes Ap, At et Ax) organisées en chenaux, en barres alluviales et en terrasses. Les zones en bordure des couloirs fluviaux ont été évitées lors de l'échantillonnage de till, car celles-ci sont fort probablement délavées.

Géomorphologie de surface

Formes anthropiques

Les cartes annexées à ce rapport présentent les gravières, les sablières et les carrières situées le long des routes. La plupart de ces exploitations ont été développées lors de la construction des routes et des ouvrages hydroélectriques et sont aujourd'hui abandonnées et, dans plusieurs cas, revégétalisées.

Formes de versant

Quelques cicatrices de glissement de terrain ont été interprétées à l'aide des photos aériennes. Ces formes de terrain sont situées à l'interface des zones argileuses et des zones alluviales où l'érosion fluviale a créé des dénivelés importants. Ce phénomène reste tout de même rare dans la région.

Formes alluviales

Terrasses fluviales

Les terrasses fluviales marquent l'extension maximale du méandrage d'un cours d'eau actuel. Dans le secteur d'étude, seuls les cours d'eau importants ont un régime

hydraulique suffisant pour mettre en place de telles morphologies. En contrebas d'une terrasse, la nature du sédiment est alluviale ou organique si le contexte s'y prête (méandre abandonné, faible relief et eau stagnante). La largeur des vallées fluviales formées par ces terrasses représente au maximum 4 à 5 fois la largeur du lit actuel des cours d'eau (cas de la rivière Pontax), ce qui dénote un méandrage peu développé dans la région. Il est difficile de discuter du cas de la rivière Rupert, car celle-ci a été ennoyée quelques années avant notre passage. Les rivières mineures et les ruisseaux ont plutôt tendance à inciser les sédiments fins (voir la section Ravinements mineurs).

Chenaux fluviaux

Un chenal fluvial représente le lit abandonné d'une rivière dont la marque est toujours visible. Ces chenaux sont par définition situés dans les zones d'alluvions ou de sédiments organiques si un lac de méandre a été piégé à cet endroit.

Ravinements mineurs

Les rivières mineures et les ruisseaux à débit relativement faible ont tendance à inciser les sédiments fins. Comme la région est couverte en grande partie de sédiments glaciomarins d'eau profonde, on observe une grande quantité de ravinements. Ceux-ci dessinent un schéma dendritique caractéristique où le méandrage fixe est encaissé dans le sédiment.

Barres alluviales

Les barres alluviales se développent par aggradation pendant la dérive d'un méandre. Ces formes sont visibles dans les vallées fluviales, sur la rive convexe des méandres. Celles-ci tracent des arcs de cercle plus ou moins concentriques témoignant des diverses étapes de migration d'un méandre.

Formes éoliennes

Quelques formations sableuses organisées en cordons sablonneux curvilignes ont été interprétées par photo-interprétation comme des dunes. Aucune observation sur le terrain n'a permis de confirmer l'existence de ces formes. Celles-ci se développent sur un substrat sableux non végétalisé.

Formes du socle rocheux

Quelques formes rocheuses ont été visitées dans le secteur d'étude afin de fournir des indications plus complètes sur la nature du relief dans les zones de roc. Des escarpements rocheux ont été reconnus, de même que quelques rares drumlins rocheux. Ceux-ci sont rectilignes, composés de roc seulement et grossièrement alignés selon l'écoulement glaciaire dominant de la région.

De plus, nous avons procédé à un recensement non exhaustif des affleurements rocheux isolés observés sur le terrain ou interprétés à l'aide des photos aériennes.

Formes glaciaires

Drumlinoides et traînées morainiques fuselées

Les formes glaciaires regroupent les drumlins, les drumlinoides et les traînées morainiques. Toutes ces formes de terrain proviennent de la déposition ou du modelage du till qui définit un relief positif allongé dans le sens de l'écoulement glaciaire. Les traînées morainiques fuselées sont associées à des affleurements qui constituent des abris permettant le développement de queues de sédiments protégées de l'érosion glaciaire. Ces formes, lorsque non remaniées, sont presque exclusivement constituées de till de fond, représentant ainsi de bonnes cibles pour l'échantillonnage de sédiment glaciaire. Elles sont plus remaniées dans le NW du secteur d'étude où les occurrences de drumlinoides non affectés sont plus rares.

Plus de 1500 drumlinoides mesurant entre une centaine de mètres et plus de 2 km (moyenne de 600 m avec une orientation moyenne de 229°) ont été observés dans le secteur. La dimension et l'orientation des 745 traînées morainiques fuselées recensées sont du même ordre de grandeur que les drumlinoides.

Crête morainique majeure

Une seule moraine majeure a été observée dans le secteur d'intérêt, soit la Moraine de Sakami. Celle-ci est composée de plusieurs segments qui forment un grand arc de cercle marquant la position de la marge glaciaire lors de l'épisode de stagnation glaciaire vers 8,2 ka. Dans le secteur étudié, 70 % de cette marge théorique longue de 45 km correspond effectivement à des segments morainiques visibles sur le terrain. Ces segments sont généralement bien marqués et très réguliers, comme l'illustre la carte des dépôts de surface. Les crêtes mesurent environ une dizaine de mètres de hauteur, mais dans certains secteurs, certains segments plus importants atteignent une quarantaine de mètres. Hardy (1982a) mentionne des épaisseurs de 80 m observées en forages.

Crête morainique mineure

Un segment morainique, situé 7 à 8 km au SW de la Moraine de Sakami et à environ 40 à 45 km au NW de Nemiscau, a été identifié par photo-interprétation. Ce segment, d'une longueur totale de 3 km, a été observé sur deux sites. À ces endroits, des sédiments d'origine fluvioglaciaire ont été reconnus tout juste en amont, ce qui explique fort probablement le mode de formation de ces dépôts. Il est probable que s'il existe d'autres segments du même type, ceux-ci seraient cachés par la couverture glaciomarine.

Une autre moraine mineure interprétée à l'aide des photographies aériennes est située sur une péninsule du lac Nemiscau, à environ 5 km au NE de l'ancien site du village de Nemaska. Un autre segment de cette moraine est également observé à environ 10 km au SE de la première occurrence, du côté sud de la rivière Rupert. Ces deux segments combinés mesurent au total entre 2 et 3 kilomètres.

Moraines de De Geer

Plusieurs champs de moraines de De Geer ont été observés dans le secteur d'étude, majoritairement dans la partie SE de celui-ci. Ces moraines mesurent de 1 à 2 m de haut, 5 à 10 m de largeur pour des longueurs hectométriques. Il est possible d'en observer près d'une trentaine se succédant à tous les 100 à 175 m. Ces structures sont causées par de petites stagnations hivernales et marqueraient potentiellement le taux de retrait annuel de l'inlandsis (De Geer, 1940; Lindén et Möller, 2005; Bouvier *et al.*, 2015). Dans la région, ces moraines sont principalement composées de till de granulométrie semblable aux dépôts quaternaires dans l'environnement immédiat (Shaw, 1944; Vincent et Hardy, 1977). Elles sont visibles généralement sur les terrains fuselés.

La plupart des moraines de De Geer sont situées en aval glaciaire de la Moraine de Sakami et se sont donc formées dans un environnement glaciolacustre. Conséquemment, les quelques moraines de De Geer observées au NE de la Moraine de Sakami et au SW de la limite marine sont d'origine glaciomarine. Dans certains secteurs au SW de la Moraine de Sakami, les moraines de De Geer ont un aspect plus irrégulier et curviligne et sont recouvertes de blocs en surface.

Formes glaciolacustres ou glaciomarines

Crêtes de plages

Un remaniement littoral prononcé peut occasionner la formation de crêtes de plages (voir la section Sédiments littoraux). Celles-ci forment des cordons sablo-graveleux contrôlés par la topographie. Dans quelques cas, le remaniement a entraîné la formation de surfaces de graviers grossiers sur lesquelles la végétation a peu d'emprise (photo 2). Les crêtes de plage glaciomarines les plus élevées sont situées à environ 275 m, correspondant à l'élévation maximale de la Mer de Tyrrell dans l'est du territoire. Une série de crêtes de plages à 305, 315, 340 et 355 m d'élévation ont été interprétées comme d'origine glaciolacustre dans le secteur de Nemaska.

Limite marine

La limite marine maximale, représentant la démarcation entre les territoires ennoyés par la Mer de Tyrrell et les territoires non ennoyés, a été tracée à la figure 7. L'utilisation

du modèle d'élévation numérique au 20 m distribué gratuitement par le gouvernement canadien a permis de préciser la limite marine tracée par Hardy (1976 et 1982a), sans pour autant changer cette interprétation de manière importante. Un gauchissement isostatique de 0,3 m/km a été utilisé, une valeur semblable au 0,27 m/km proposée par Hardy (1976). L'élévation de l'imposant delta juxtaglacière (voir section Deltas juxtaglaciaires), situé au NW de Nemiscau, permet de délimiter les secteurs ennoyés par la Mer de Tyrrell et les secteurs des hautes-terres cartographiés. Les données brutes d'élévation de Hardy (1982b) et de Craig (1968) ont été prises en compte lors du traçage de la limite marine. Les différentes constructions deltaïques reconnues dans le secteur de la Moraine de Sakami concordent avec la nouvelle limite. Des données provenant de la Moraine de Sakami dans les secteurs environnants permettraient de raffiner l'interprétation présentée ici. Les points à 290 m d'élévation interprétés par Hardy dans le secteur nord (figure 7) sont cependant difficiles à intégrer dans notre modèle. La méthode employée par Hardy (1976), basée sur les courbes de niveau d'une carte au 1/500 000 datant de 1968, pourrait expliquer ces divergences. Curieusement, selon les modèles d'élévation numériques actuels, aucun point n'atteint une altitude de 290 m dans ce secteur.

Limite lacustre

La limite maximale du Lac Ojibway coïncide au NE avec la Moraine de Sakami et au sud avec les reliefs associés à la ligne de partage des eaux. La quasi-totalité du territoire étudié a donc été recouverte par le Lac Ojibway (figure 4).

Formes fluvioglaciaires

Les formes fluvioglaciaires s'organisent principalement autour des corridors de drainage sous-glaciaires plus ou moins parallèles à l'écoulement glaciaire.

Eskers, kames et kettles

Dans les corridors de déglaciation, les structures les plus imposantes sont les eskers. Ceux-ci forment des cordons de gravier sableux à sable graveleux (photo 3) de 5 et 25 m de hauteur, jusqu'à une cinquantaine de mètres de largeur et pouvant atteindre des longueurs kilométriques. Des eskers d'importance plus modeste, localisés à l'ouest de la Moraine de Sakami, ont subi l'influence de la Mer de Tyrrell. Ces formes sont partiellement recouvertes par des dépôts glaciomarins et leur crête est passablement évasée (photo 4). Les eskers sont surtout présents à l'est de la Moraine de Sakami; aucun esker n'a été observé, sur le terrain ou en photo-interprétation, à l'ouest de la longitude 77° W. En association avec les eskers et les corridors fluvioglaciaires, il est commun de trouver un modelé dominé par des kames et des kettles.

Deltas juxtaglaciaires

Quelques constructions sédimentaires tabulaires dans le secteur d'étude sont caractérisées par un côté aval abrupt interprété comme la fin d'un delta. En raison de leur proximité avec la Moraine de Sakami, ces constructions sont interprétées comme des deltas juxtaglaciaires déposés au contact de la marge glaciaire. Ils marquent très probablement l'élévation maximale de la limite marine. La plus importante de ces formes est située à 30 km au NW de Nemiscau à une élévation de 278 ± 2 m. Ce delta montre un replat légèrement chenalisé et est caractérisé par une limite amont qui se bute contre la Moraine de Sakami. Il s'agit donc d'une évidence solide permettant de situer la limite marine dans la région. Ces dépôts n'ont toutefois pas été observés sur le terrain.

DYNAMIQUE GLACIAIRE

La recherche de la source des anomalies minérales par prospection glacio-sédimentaire implique une bonne connaissance de l'histoire glaciaire de la région. L'examen systématique des marques d'érosion glaciaire (stries, cannelures, broutures et roches moutonnées) a donc été réalisé parallèlement à la cartographie (figure 8). La direction et le sens des stries, la chronologie des mouvements établie à l'aide des relations de recoupement de stries, ainsi que l'alignement de formes fuselées cartographiées permet d'établir un portrait de la séquence des écoulements glaciaires ayant affecté la région.

La répartition des stries recensées est plutôt homogène, sauf dans la partie NW où elles sont plus rares en raison de l'altération des surfaces d'érosion. Les affleurements aux abords des rivières Rupert et Pontax et le long des routes ont montré le plus grand nombre de stries ainsi que de nombreuses relations de recoupement permettant d'établir une chronologie relative.

Les stries les plus anciennes répertoriées ont été observées sur 12 affleurements et démontrent un écoulement vers le NW avec une direction moyenne de 302° (figure 8 – mouvement 1). Cette direction d'écoulement semble correspondre aux mouvements anciens décrits par plusieurs auteurs dans ce secteur du Québec (Bouchard et Martineau, 1985; Prichonnet et Beaudry, 1990; Veillette et Pomares, 1991; Paradis et Boisvert, 1995; Parent *et al.*, 1995; Veillette *et al.*, 1999) et serait liée à l'établissement de la ligne de partage des glaces du secteur Labrador et à l'expansion subséquente des glaces au Wisconsinien précoce. Les mouvements initiaux vers le NW auraient été suivis par une rotation antihoraire associée à la migration progressive du centre de dispersion vers le nord (Veillette *et al.*, 1999). Cet événement est reflété par les relations de recoupement de stries reconnues sur plusieurs sites qui présentent une succession antihoraire vers le NW, vers l'ouest, puis vers le SW (figure 8).

Le mouvement vers le SW représente l'écoulement principal du secteur d'étude, comme indiqué par les marques d'érosion et par l'orientation des drumlinoïdes (figure 8 – mouvement 2; photos 5 et 6). L'orientation des stries associées à ce mouvement dominant varie grandement en fonction de leur localisation, allant de 215° à 255°. En effet, les stries observées au nord du secteur sont principalement orientées SW à WSW (direction moyenne de 231°), tandis que les stries mesurées dans la portion sud, dans la région de la rivière Rupert, montrent des écoulements plutôt SW à SSW (direction moyenne de 222°).

Pour ce qui est des formes fuselées (drumlins, drumlinoïdes et *crag-and-tails*), elles sont principalement observées dans les parties sud et est du territoire, alors qu'elles sont quasi absentes à l'ouest. L'orientation de ces formes varie de 204° à 248° avec une moyenne de 229° pour l'ensemble du secteur (figure 8 – diagramme en rose). Tout comme les stries, les formes SW à WSW (moyenne de 232°) dominent au nord, tandis que dans la région de la rivière Rupert, elles sont en général de direction SW à SSW (221°).

D'autres stries orientées vers le SSW (moyenne de 201°) ont été relevées principalement au sud du secteur d'étude où elles coupent dans la plupart des cas le mouvement principal vers le SW (figure 8 – mouvement 3). Ce mouvement plus jeune semble être associé à une déflexion des écoulements vers le sud lors de la déglaciation par le courant de glace tardif de la baie James qui s'écoulait plus rapidement à proximité ou à la rencontre de la dépression topographique de la baie James (Parent *et al.*, 1995; Veillette, 1997). Les relations contradictoires par endroits (stries S qui coupent les stries SW) pourraient être dues à des mouvements locaux ou à un réajustement de la marge glaciaire lié à l'invasion de la Mer de Tyrrell, causant une reprise du mouvement vers le SW initial (Veillette, 1997).

Finalement, quelques stries orientées vers le SSE (moyenne de 160°) ont été relevées dans la partie SE du territoire (figure 8 – mouvement 4). Aucune relation de recoupement n'a été notée pour ces stries. Comme le secteur d'étude se trouve en deçà de la limite maximale des réavancées de Cochrane mises en évidence par Hardy (1976), ce mouvement pourrait être associé à un écoulement de ce type vers le SE ou tout simplement des mouvements locaux liés à l'influence de la topographie. Cet écoulement relié au Glacier d'Hudson serait donc le plus récent, mais comme ses effets ne sont pas enregistrés par les formes de terrain, son influence n'aurait pas été très importante. La glace associée aux réavancées de Cochrane aurait flotté sur les eaux du Lac Ojibway et n'aurait affecté que les surfaces à forte élévation plus au SE (Hardy, 1977).

Ainsi, la séquence d'écoulements glaciaires ayant affecté la région commence par un premier écoulement vers le NW associé à la croissance de l'Inlandsis laurentidien au Wisconsinien précoce (Veillette, 1995). Ce mouvement ancien, observé dans tout le secteur à l'étude, aurait été suivi par des écoulements continus vers l'ouest, puis vers le SW, en raison

d'une rotation antihoraire résultant du déplacement graduel du centre de dispersion vers le nord (Veillette *et al.*, 1999).

Après le dernier maximum glaciaire, l'épisode de déglaciation a amené la séparation de la calotte en deux dômes, le Glacier du Nouveau-Québec et le Glacier d'Hudson. Dans le secteur d'étude, ce phénomène a entraîné une séquence d'écoulement complexe débutant par le mouvement principal SW associé au Glacier du Nouveau-Québec. Ce mouvement a affecté l'ensemble de la région et se manifeste par la formation de stries et de formes fuselées dont la direction varie de WSW à SW dans la partie nord du secteur et SW à SSW dans le sud.

L'établissement d'un courant de glace tardif à partir de la baie James aurait ensuite probablement créé un appel de glace vers le sud. Cet événement représenté par le mouvement S à SSW reconnu dans la portion sud du territoire, lequel coupe l'écoulement principal SW, a été suivi d'une reprise d'un écoulement SW attribuable au réajustement de la marge glaciaire résultant de la transgression de la Mer de Tyrrell et de la séparation de l'Inlandsis laurentidien. Cet écoulement SW lors de la déglaciation est corroboré par l'orientation NW-SE de la Moraine de Sakami dans le NE du secteur d'étude qui marque la position de la marge glaciaire. Les glaces flottantes des réavancées de Cochrane provenant du Glacier d'Hudson pourraient avoir affecté le SW de la région. Ce dernier mouvement vers le SSE est rarement observé et peu important.

CONCLUSION

Ce projet a permis de cartographier les dépôts de surface d'une partie importante du feuillet 32N. Plusieurs unités sédimentaires reliées aux différents événements du Quaternaire ont été reconnues et leurs extensions respectives mieux définies. La séquence a débuté par la déposition d'un diamicton glaciaire qui forme un drapage inégal sur le socle rocheux. Lors de l'ablation de l'Inlandsis laurentidien, l'eau de fonte a été canalisée pour former des corridors fluvioglaciaires. Le recul de la marge glaciaire au contact du Lac proglaciaire Ojibway a entraîné le dépôt de sédiments typiques d'un environnement glaciolacustre comprenant notamment des sédiments d'eau profonde dans les bas topographiques et des moraines de De Geer. Le drainage de ce lac a mené à un rééquilibrage du bilan d'ablation de l'Inlandsis et à la stagnation de la marge glaciaire là où se trouve maintenant la Moraine de Sakami. La Mer de Tyrrell a envahi à ce moment une partie du territoire étudié, tel que défini par le tracé de la limite marine. Cet environnement marin a favorisé la mise en place d'une seconde séquence de sédiments d'eau profonde au-dessus des sédiments glaciolacustres et le développement de moraines de De Geer, cette fois au NE de la Moraine de Sakami. De plus, l'action des vagues est responsable du remaniement de plusieurs reliefs glaciaires et fluvioglaciaires à différents stades de l'exondation du

territoire. Après le retrait de la Mer de Tyrrell, des sédiments éoliens se sont développés sur les plaines sableuses avant que celles-ci ne soient colonisées par la végétation. Enfin, l'Holocène est marqué par les processus modernes qui sont responsables de la géomorphologie actuelle caractérisée par des vallées fluviales et des milieux humides.

Ce projet a permis de mieux tracer l'extension marine de la Mer de Tyrrell en utilisant notamment les nouveaux outils d'information géographique. Il a été possible de tracer environ 20 000 zones morpho-sédimentologiques et environ 7500 entités symboliques. Le recensement d'environ 200 marques d'érosion glaciaire a servi à préciser la succession complexe d'écoulements glaciaires dans le secteur de Nemaska.

Les analyses géochimiques et l'examen des concentrés de minéraux indicateurs provenant des échantillons prélevés durant ce projet font l'objet de publications séparées (Lamarche et Daubois, 2017 et 2018a). Ces travaux ont permis de cerner treize zones favorables pour les minéralisations aurifères, de sulfures massifs métamorphisés et associées aux roches ultramafiques. Les résultats particulièrement intéressants touchant les comptes de grains d'or ont motivé la tenue d'une conférence sur le sujet au congrès Québec Mines 2017 (voir Lamarche et Daubois, 2018b).

RÉFÉRENCES

- BANDYAYERA, D. – DAOUDENE, Y., 2015 – Géologie du lac Nemiscau, secteur du lac Rodayer. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; CG 2015-05, 1 plan
- BANDYAYERA, D. – DAOUDENE, Y., 2016 – Géologie du lac Nemiscau, secteur ouest de la rivière Rupert. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; CG 2016-02, 1 plan
- BANDYAYERA, D. – DAOUDENE, Y., 2017 – Géologie de la région du lac Rodayer (SNRC 32K13, 32K14, 32N03 et 32N04-SE). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; RG 2017-01, 60 pages, 1 plan.
- BANDYAYERA, D. – DAOUDENE, Y., 2018a – Géologie de la région du lac Champion, sous-provinces de La Grande et de Nemiscau, à l'est de Waskaganish, Eeyou Istchee Baie-James, Québec, Canada. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; BG 2018-06.
- BANDYAYERA, D. – DAOUDENE, Y., 2018b – Géologie de la région du lac Nemiscau, secteur ouest de la rivière Rupert (SNRC 32N06, 32N07 et 32N11). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; RG 2018-03.
- BARBER, D.C. – DYKE, A.S. – HILLAIRES-MARCEL, C. – JENNINGS, A.E. – ANDREWS, J.T. – KERWIN, M.W. – BILODEAU, G. – McNEELY, R.N. – 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.
- BARLOW, A.E., 1899 – Report on the geology and natural resources of the area included by the Nipissing and Temiscaming map-sheets. Geological Survey of Canada; Report No. 672, 301 pages.
- BELL, R., 1877 – Report on exploration in 1875 between James Bay and Lakes Superior and Huron. Geological Survey of Canada; Report of Progress 1875-1876, pages 294-342.
- BOUCHARD, M.A. – MARTINEAU, G., 1985 – Southeastward ice flow in central Quebec and its paleogeographic significance. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 22, pages 1536-1541.
- BOUVIER, V. – JOHNSON, M.D. – PÂSSE, T., 2015 – Distribution, genesis and annual-origin of De Geer moraines in Sweden: insights revealed by LiDAR. *GFF*; volume 137, pages 319-333.
- CARD, K.D. – CIESIELSKI, A., 1986 – DNAG N°1 Subdivisions of the Superior Province of the Canadian Shield. *Geosciences Canada*; volume 13, pages 5-13.
- CHAUVIN, L., 1977. – Géologie des dépôts meubles de la région de Joutel-Matagami. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV 539, 106 pages.
- CLARKE, G.K.C. – LEVERINGTON, D.W. – TELLER, J.T. – DYKE, A.S., 2003 – Superlakes, Megafloods and Abrupt Climate Change. *Science*; volume 301, pages 922-923.
- CLARKE, G.K.C. – LEVERINGTON, D.W. – TELLER, J.T. – DYKE, A.S., 2004 – Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200 BP cold event. *Quaternary Science Reviews*; volume 23, pages 389-407.
- COLEMAN, A.P., 1909 – Lake Ojibway; Last of the Great Glacial Lakes. Ontario Bureau of Mines; Report 18 no. 4, pages 284-293.
- CRAIG, B.G., 1968 – Late-glacial and postglacial history of the Hudson Bay region. Geological Survey of Canada; Paper 68-53, pages 63-77.
- DAUBOIS, V. – ROY, M. – VEILLETTE, J.J. – MÉNARD, M., 2015 – The drainage of Lake Ojibway in glaciolacustrine sediments of northern Ontario and Quebec, Canada. *Boreas*; volume 44, pages 305-318.
- DE GEER, G., 1940 – Geochronologica Suecia Principes. Kungliga Svenska Vet- enskapsakademiens Handlingar; Série 3, 18, no 6, pages 1-367.
- DREDGE, L.A. – THORLEIFSON, L.H., 1987 – The Middle Wisconsinan History of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire*; volume 41, pages 215-235.
- DUBÉ, C., 1974 – Rapport préliminaire de la région du lac Champion. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP 278, 13 pages.
- 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, 18 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.
- FOURNIER, N., 2017 – Concentration et analyse de l'or provenant de sédiments glaciaires, 2016, projet n° 117840527-2014-01, Rupert. IOS Services Géoscientifiques, rapport inédit soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles; 858 pages [cité dans Lamarche et Daubois, 2017].

- FOURNIER, N., 2018 – Concentration et analyse de minéraux lourds provenant de sédiments glaciaires, 2016, projet n° 117840527-2014-01, Rupert. IOS Services Géoscientifiques, rapport inédit soumis au ministère des Ressources naturelles; 288 pages [cité dans Lamarche et Daubois, 2018a].
- FRANCONI, A., 1978 – La bande volcanosédimentaire de la rivière Eastmain inférieure (ouest de la longitude 76° 15'). Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV 574, 177 pages.
- GILLAIN, P.R., 1964 – Rapport géologique sur la région du lac Naquiperdu, territoires de Mistassini et Abitibi. Ministère Des Richesses Naturelles, Québec; DP 178, 40 pages.
- GILLAIN, P.R., 1965 – Géologie de la région du lac Naquiperdu, territoires de Mistassini et d'Abitibi. Ministère Des Richesses Naturelles; Québec, RP 525, 15 pages.
- HARDY, L., 1976 – Contribution à l'étude géomorphologique de la portion québécoise des basses-terres de la baie de James. Université McGill; thèse de doctorat, 264 pages.
- HARDY, L., 1977 – La déglaciation et les épisodes lacustre et marin sur le versant québécois des basses terres de la baie de James. Géographie physique et Quaternaire; volume 31, pages 261-273.
- HARDY, L., 1982a – La moraine frontale de Sakami, Québec subarctique. Géographie physique et Quaternaire; volume 36, pages 51-61.
- HARDY, L., 1982b – Le Wisconsinien supérieur à l'est de la Baie James (Québec). Le Naturaliste Canadien; volume 109, pages 333-351.
- HILLAIRES-MARCEL, C. – OCCHIETTI, S. – VINCENT, J.-S., 1981 – Sakami moraine, Quebec: a 500 km-long moraine without climatic control. Geology; volume 9, pages 210-214.
- HILLAIRES-MARCEL, C. – VINCENT, J.-S., 1980 – Stratigraphie de l'Holocène et évolution des lignes de rivage au sud-est de la baie d'Hudson, Canada. Paléo-Québec; numéro 11, 165 pages.
- HUGHES, O.L., 1959 – Surficial geology of Smooth Rock and Iroquois Falls map areas, Cochrane district, Ontario. University of Kansas; thèse de doctorat, 190 pages.
- KRUMBEIN, W.C. – SLOSS, L.L., 1963. Stratigraphy and Sedimentation. W.H. Freeman; 660 pages.
- LAMARCHE, O. – DAUBOIS, V., 2017. Géochimie de la fraction fine et analyses des grains d'or des sédiments glaciaires et fluvioglaciaires de la région de Nemiscau, Eeyou-Istchee Baie-James. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; DP 2017-10, 6 pages.
- LAMARCHE, O. – DAUBOIS, V., 2018a. Analyse des minéraux lourds provenant des sédiments glaciaires et fluvioglaciaires de la région de Nemiscau, Eeyou-Istchee Baie-James. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; DP 2018-07, 6 pages.
- LAMARCHE, O. – DAUBOIS, V., 2018b. Évaluation du potentiel minéral à partir d'un levé quaternaire dans la région de Nemaska. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; ET 2018-01.
- LAVERDIÈRE, C., 1969 – Le retrait de la calotte glaciaire de Scheffer : du Témiscamingue au Nouveau-Québec. Revue de Géographie de Montréal; volume 23, pages 233-246.
- LEE, H.A., 1960 – Late glacial and post-glacial Hudson Bay sea episode. Science; volume 131, pages 1609-1611.
- LINDÉN, M. – MÖLLER, P., 2005 – Marginal formation of De Geer moraines and their implications to the dynamics of grounding-line recession. Journal of Quaternary Science; volume 20, pages 113-133.
- LOW, A.P., 1889 – Report on exploration in James' Bay and country east of Hudson Bay, drained by the Big, Great Whale and Clearwater rivers. Geological and Natural History Survey of Canada; Annual report, volume III, 1887-88, Part J, 96 pages.
- LOW, A.P., 1903 – Geological map of the east coasts of Hudson Bay and James Bay from Cap Wolstenholme to the mouth of Rupert River, Ungava and Quebec. Geological Survey of Canada; Maps 779-781, 3 maps.
- 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.
- MOUKHSIL, A., 2000 – Géologie de la région des lacs Pivert, Anatacau, Kauputauchechun et Wapamisk (SNRC 33C01, 33C02, 33C07, 33C08). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-04, 47 pages, 4 plans.
- PARADIS, S.J. – BOISVERT, É., 1995 – Séquence des écoulements glaciaires dans le secteur de Chibougamau-Némiscau, Québec. Commission géologique du Canada; Recherches en cours 1995C, pages 259-264.
- PARENT, M. – PARADIS, S.J. – BOISVERT, É., 1995 – Ice-flow patterns and glacial transport in the eastern Hudson Bay region: implications for the late Quaternary dynamics of the Laurentide Ice Sheet. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 32, pages 2057-2070.
- PARENT, M. – PARADIS, S.J. – BOIVIN, R., 2010 – Formations superficielles. Commission géologique du Canada; version 11, 10 pages.
- PRICHONNET, G. – BEAUDRY, L.M., 1990 – Évidences d'un écoulement glaciaire sud, antérieur à l'écoulement sud-ouest du Wisconsinien supérieur, région de Chapais, Québec. Commission géologique du Canada; Étude 90-1C, pages 331-338.
- REMICK, J.H. – GILLAIN, P.R., 1963 – Région de Fort-Rupert. Ministère des Richesses naturelles, Québec; Carte 1510, 1 plan.
- ROY, G., 2014 – Symboles et abréviations de la carte géoscientifique. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; DV 2014-06, 85 pages.
- ROY, M. – DELL'OSTE, F. – VEILLETTE, J.J. – DE VERNAL, A. – HÉLIE, J.-F. – PARENT, M., 2011 – Insights on the events surrounding the final drainage of Lake Ojibway based on James Bay stratigraphic sequences. Quaternary Science Reviews; volume 30, pages 682-692.
- SHAW, G., 1944 – Moraines of late Pleistocene ice fronts near James Bay, Quebec. Transactions of the Royal Society of Canada; volume 38, pages 79-85.
- SKINNER, R.G., 1973 – Quaternary stratigraphy of the Moose River basin, Ontario. Geological Survey of Canada; Bulletin 225, 77 pages.
- STROUP, J.S. – LOWELL, T.V. – BRECKENRIDGE, A., 2013 – A model for the demise of large, glacial Lake Ojibway, Ontario and Quebec. Journal of Paleolimnology; volume 50, pages 105-121.
- TELLER, J.T. – LEVERINGTON, D.W., 2004 – Glacial Lake Agassiz: A 5000 yr history of change and its relationship to

- the $\delta^{18}\text{O}$ record of Greenland. Geological Society of America Bulletin; volume 116, pages 729-742.
- TERASMAE, J. – HUGHES, O.L., 1960 – A palynological and geological study of Pleistocene deposits in the James Bay Lowlands, Ontario. Geological Survey of Canada; Bulletin 62, 15 pages.
- THÉRIAULT, R. – BEAUSÉJOUR, S., 2012 – Carte géologique du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2012-06, 8 pages, 1 plan.
- THORLEIFSON, L.H., 1996 – Review of Lake Agassiz history. In: Sedimentology, geomorphology and history of the central Lake Agassiz basin (Teller, J.T., Thorleifson, L.H., Matile, G. and Brisbin, W.C., editors). Geological Association of Canada; Field Trip Guidebook B2, pages 55-84.
- 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.
- UPHAM, W., 1895 – The Glacial Lake Agassiz. United States Geological Survey; Monograph 25, 658 pages.
- VALIQUETTE, G., 1963 – Géologie de la région du lac des Montagnes, Territoire de Mistassini. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP 500, 7 pages, 1 plan.
- VALIQUETTE, G., 1975 – Région de la rivière Nemiscou. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 158, 156 pages, 3 plans.
- VEILLETTE, J.J., 1986 – Former southwesterly ice flows in the Abitibi-Timiskaming region: implications for the configuration of the late Wisconsinan ice sheet. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 23, pages 1724-1741.
- VEILLETTE, J.J., 1988 – Déglaciation et évolution des lacs proglaciaires post-Algonquin et Barlow au Témiscamingue, Québec et Ontario. Géographie physique et Quaternaire; volume 42, 7 pages.
- VEILLETTE, J.J., 1994 – Evolution and paleohydrology of glacial lakes Barlow and Ojibway. Quaternary Science Reviews; volume 13, pages 945-971.
- VEILLETTE, J.J., 1995 – New evidence for northwestward glacial ice flow, James Bay region, Québec. Geological Survey of Canada; Current Research 1995-C, pages 249-258.
- VEILLETTE, J.J., 1997 – Le rôle d'un courant de glace tardif dans la déglaciation de la baie James. Géographie physique et Quaternaire; volume 51, pages 141-161.
- 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.
- VEILLETTE, J.J. – POMARES, J.-S., 1991 – Older ice flows in the Matagami-Chapais area, Quebec. Geological Survey of Canada; Current Research, Paper 91-1, pages 143-148.
- VINCENT, J.-S. – HARDY, L., 1977 – L'évolution et l'extension des lacs glaciaires Barlow et Ojibway en territoire québécois. Géographie physique et Quaternaire; volume 31, pages 357-372.
- WENTWORTH, C.K., 1922 – A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. Journal of Geology; volume 30, pages 377-392.
- WILSON, J.T., 1938 – Glacial geology of part of north-western Quebec. Transactions of the Royal Society of Canada; volume 32, pages 49-59.
- WILSON, M.E., 1919 – Le comté de Témiscamingue, Province de Québec. Commission géologique du Canada; Mémoire 103, série géologique n° 86, 177 pages.

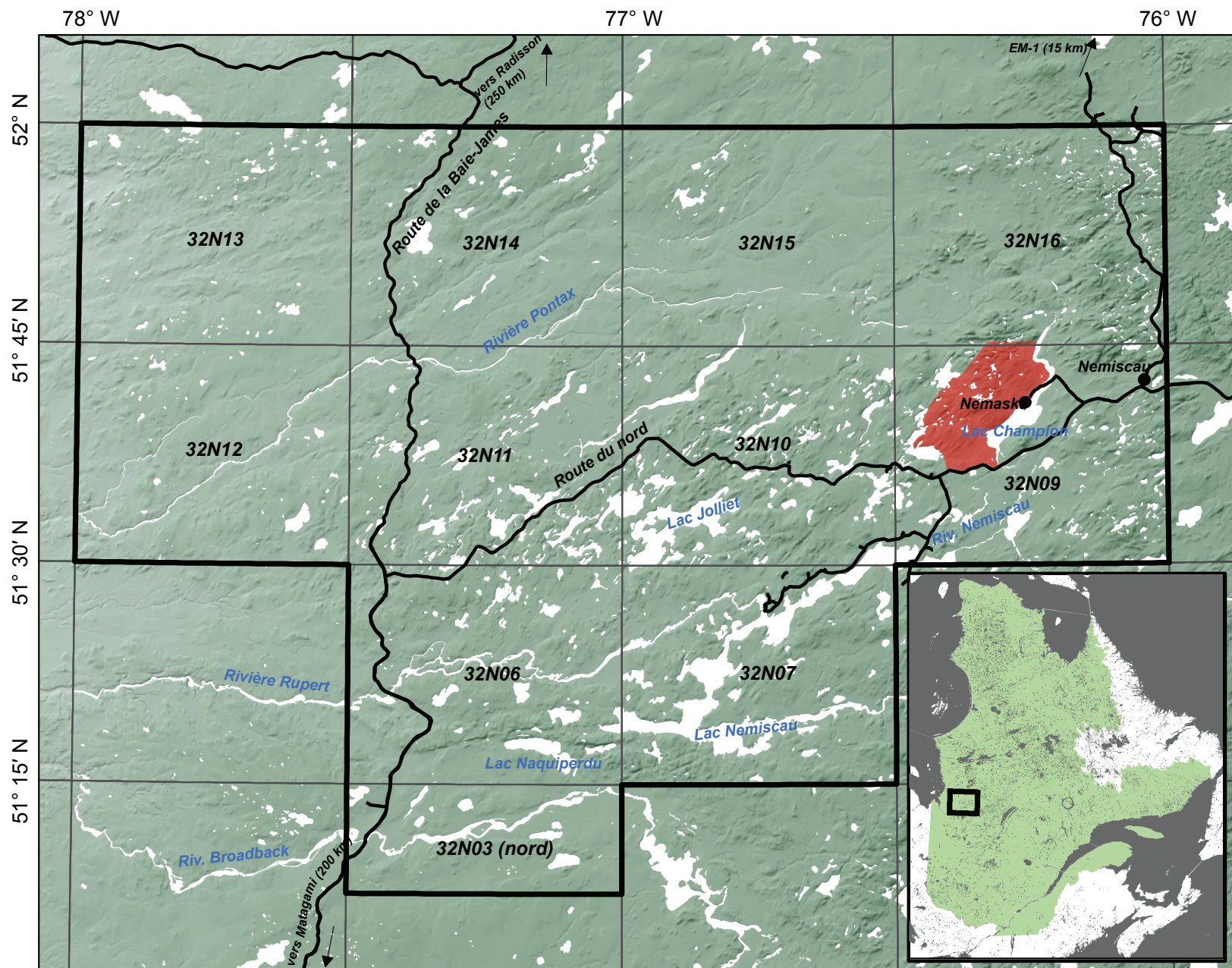


FIGURE 1 – Modèle numérique d'élévation montrant le relief du territoire et la localisation des différentes entités physiographiques et anthropiques. En rouge sont représentées les terres de catégories I du village cri de Nemaska.

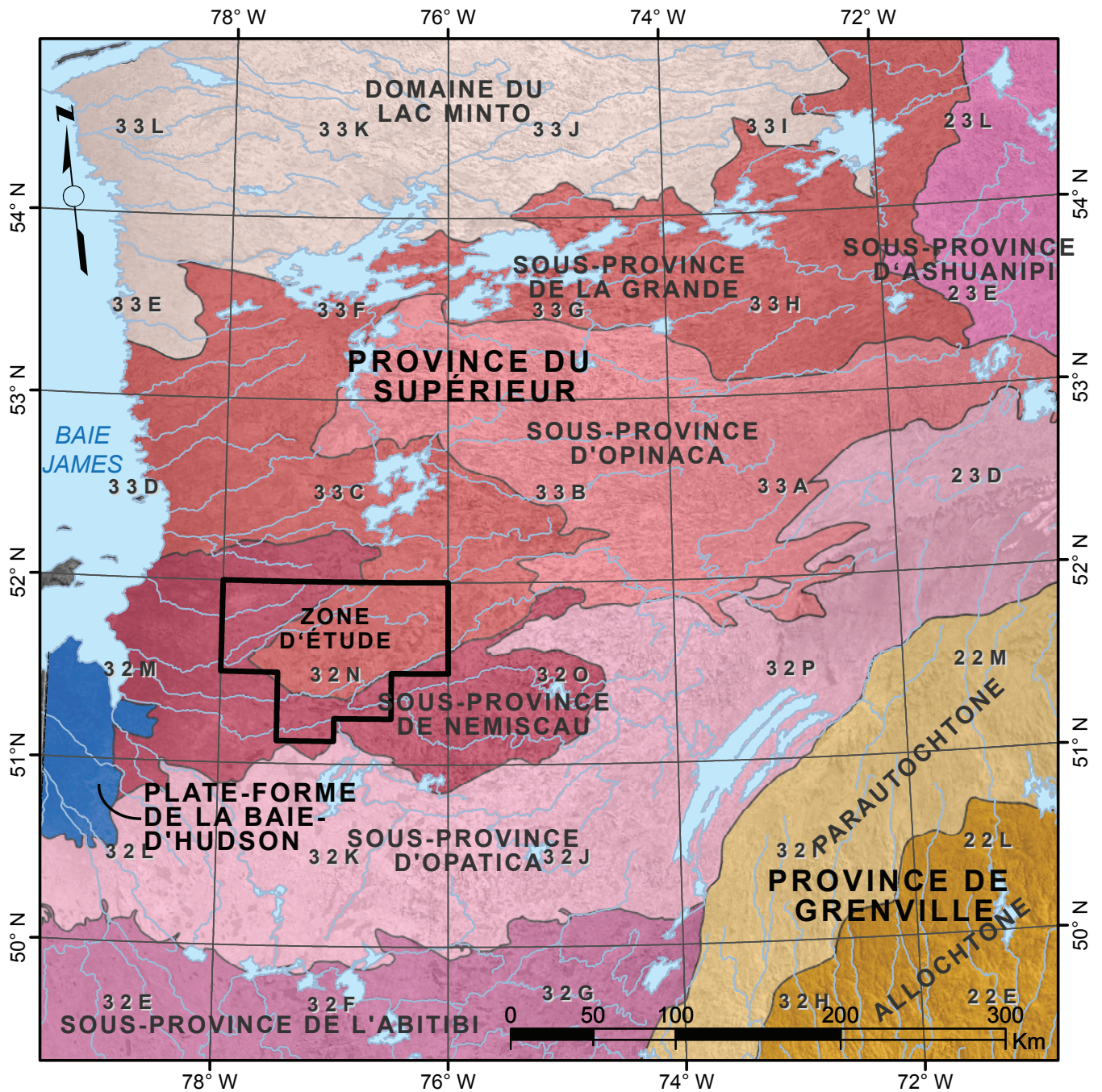


FIGURE 2 – Provinces et sous-provinces géologiques de l'ouest du Québec. La zone d'étude est encadrée en noir.

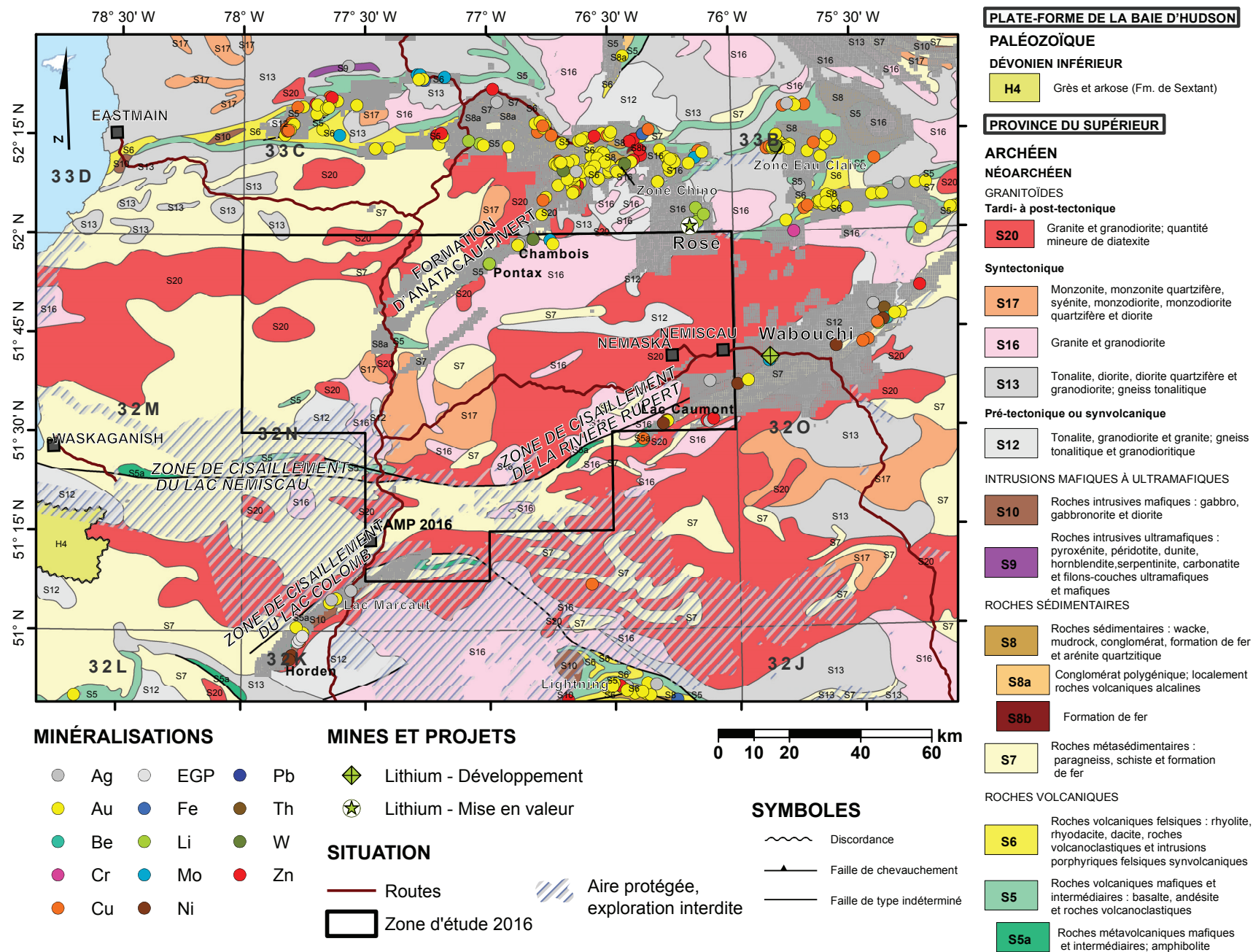


FIGURE 3 – Géologie générale, indices, projets miniers, principales zones de cisaillement et zones interdites à l'exploration de la région de la Baie-James. Géologie selon Thériault et Beauséjour (2012).

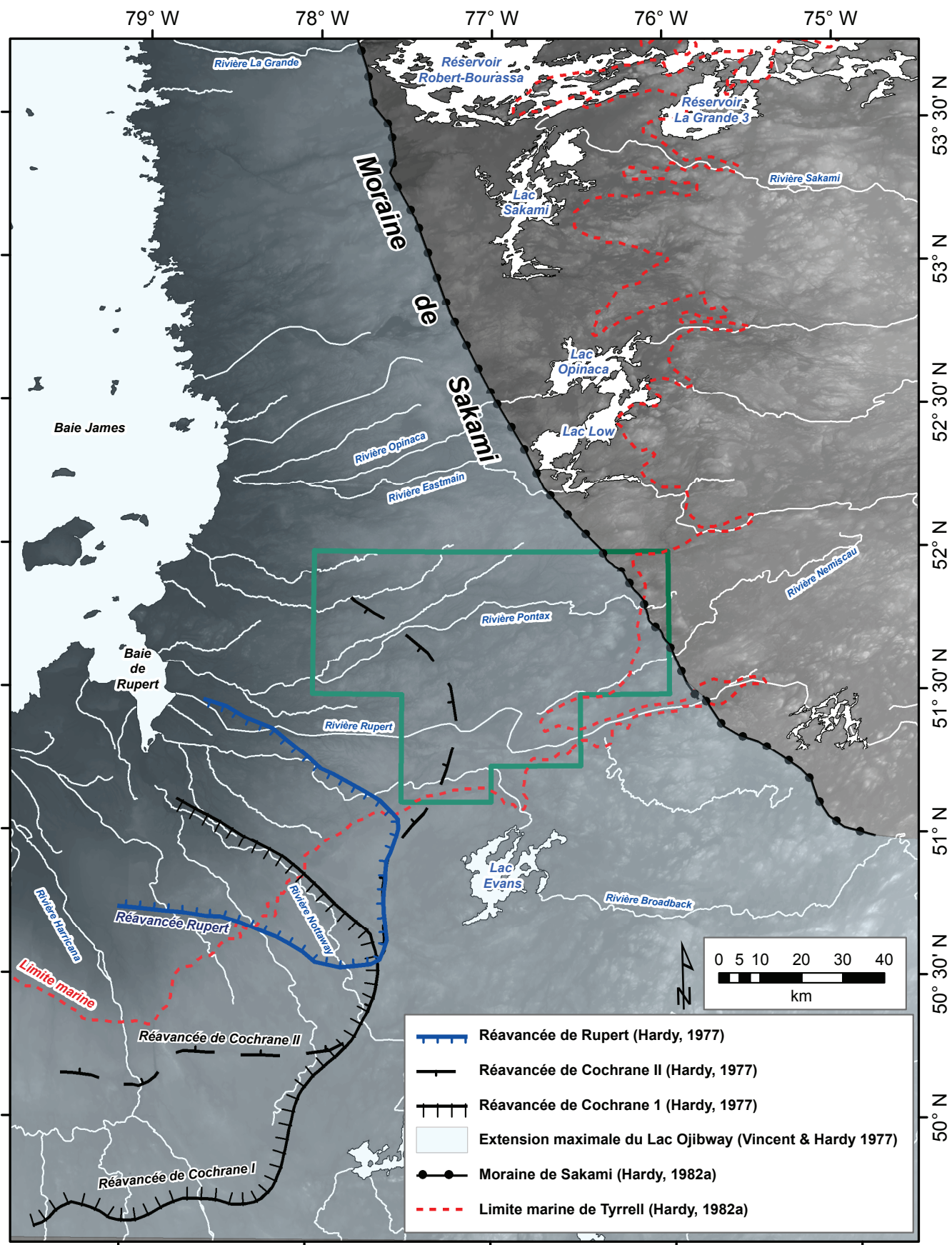


FIGURE 4 – Principaux événements glaciaires du Quaternaire dans les basses-terres de la baie James et extension des formes associées.

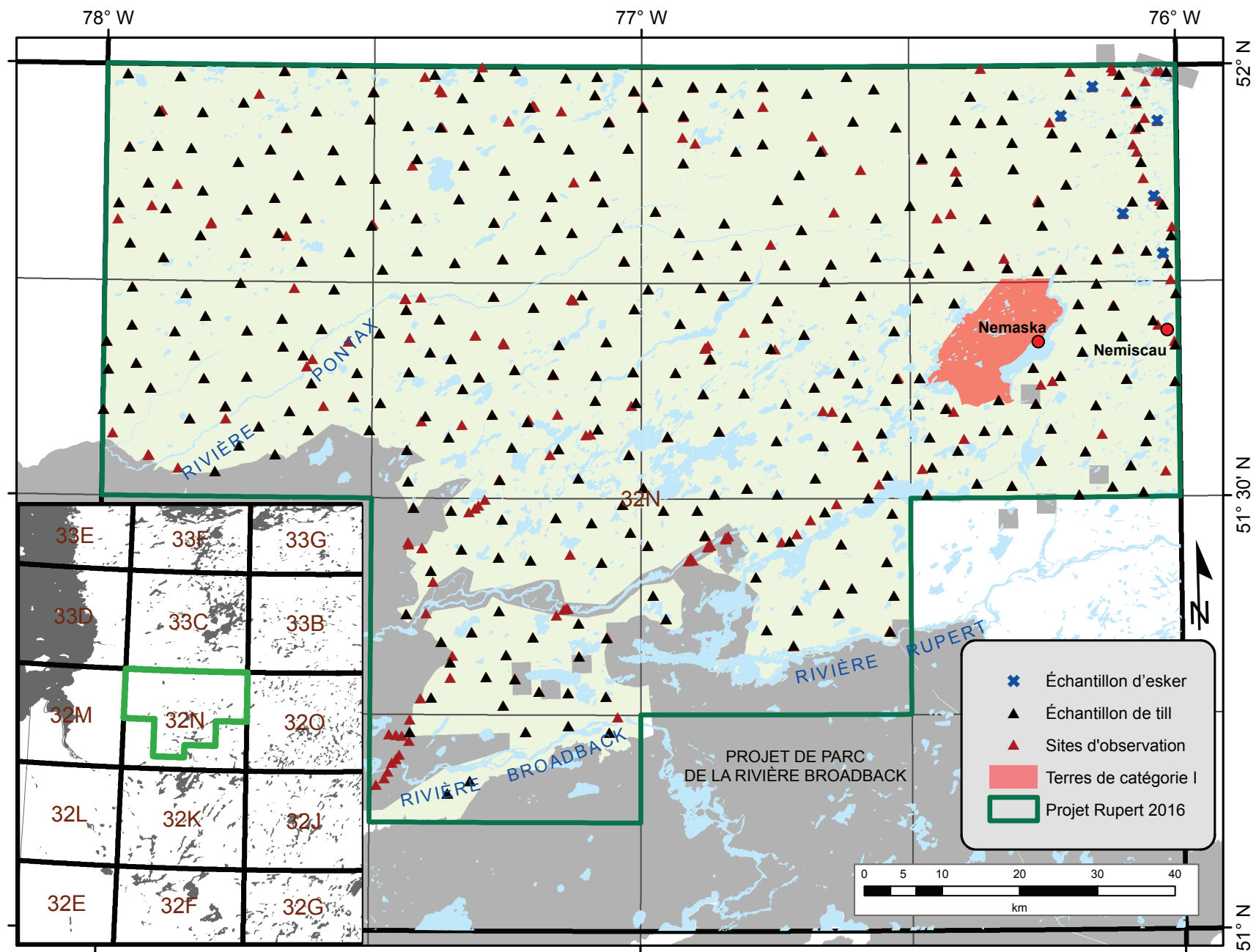


FIGURE 5 – Localisation des échantillons de till et d'eskers et des autres sites d'observation du Quaternaire.

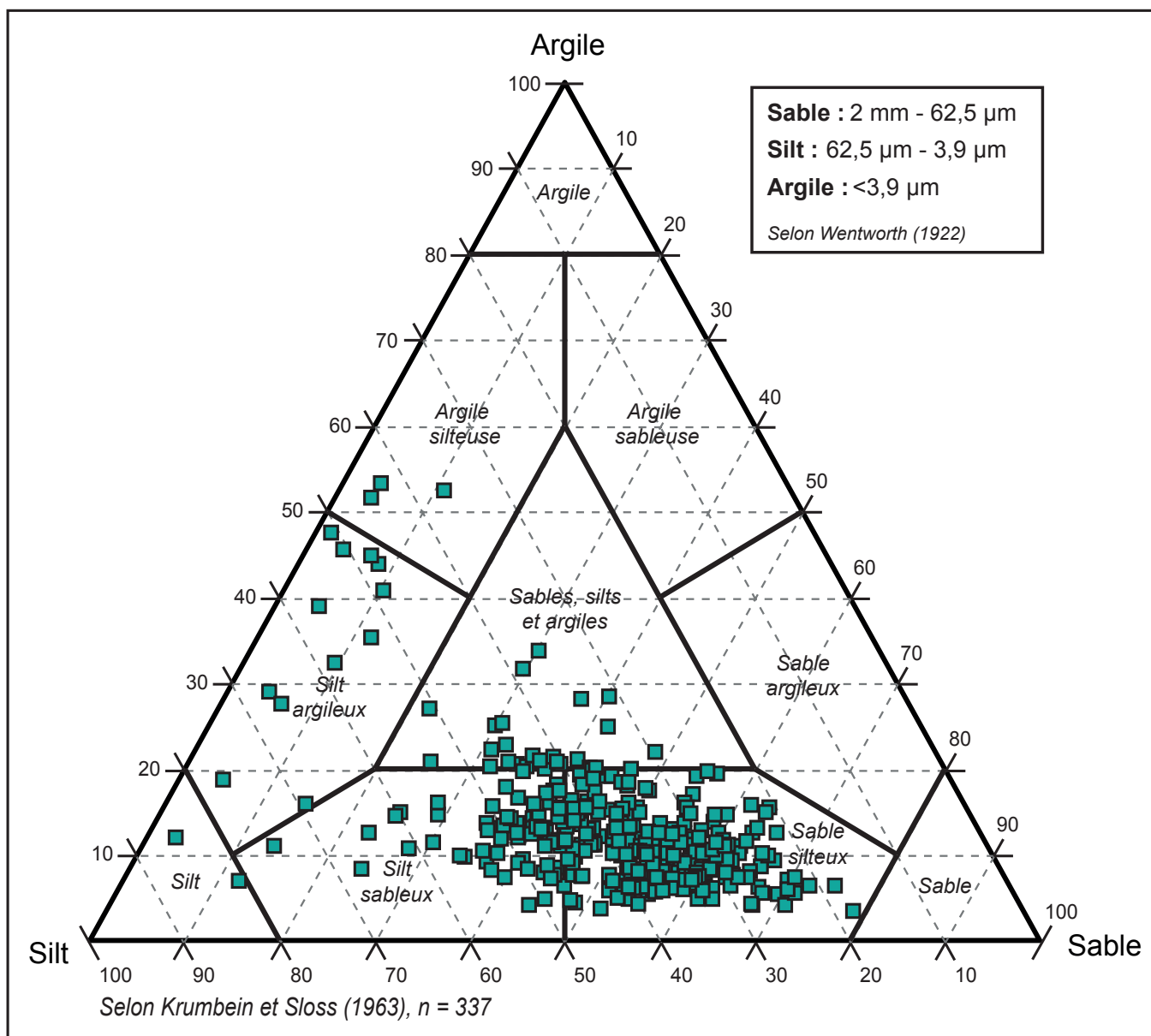


FIGURE 6 – Granulométrie de la matrice des tills échantillonnés dans le cadre du projet.

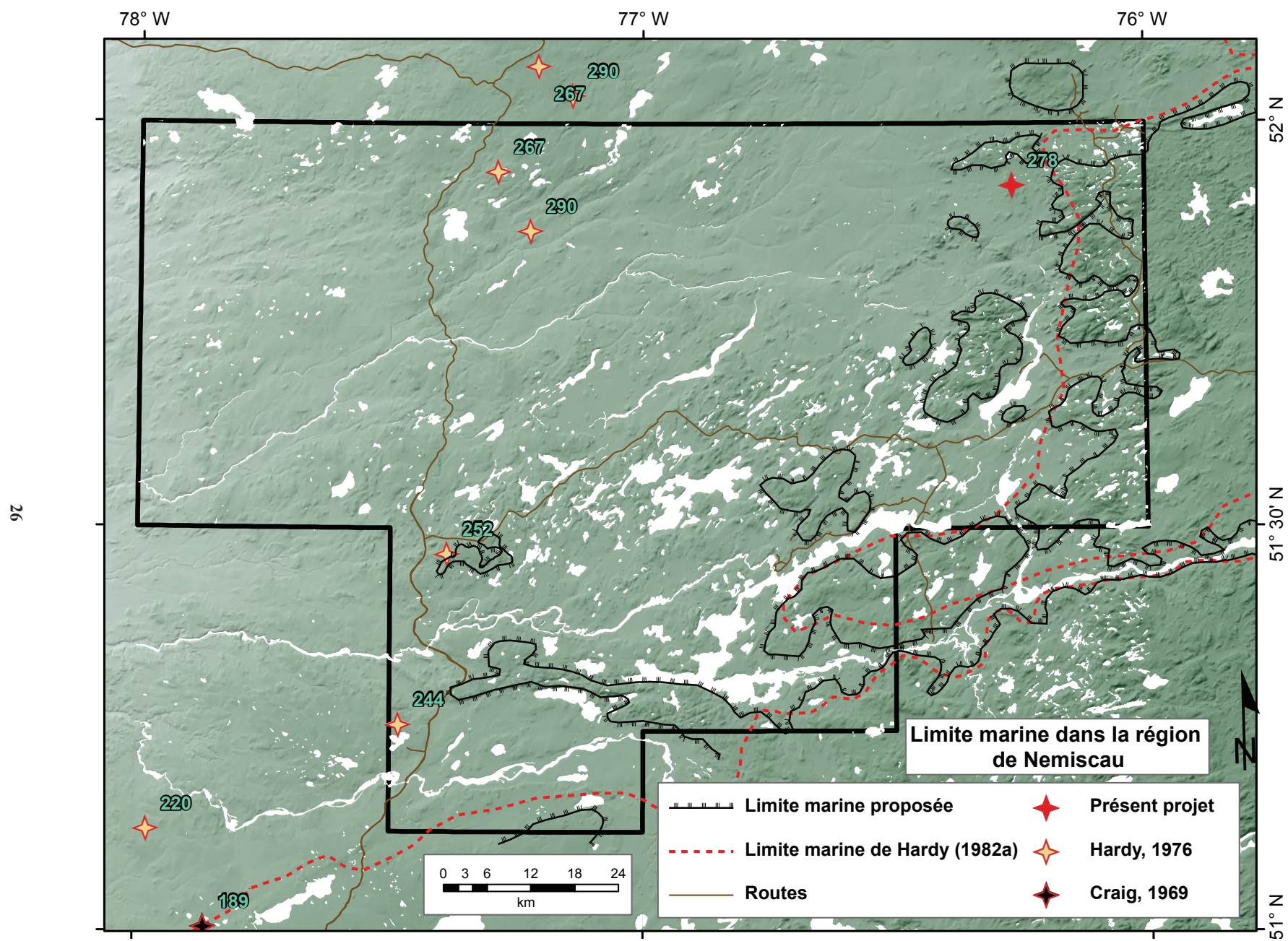


FIGURE 7 – Limite marine approximative interprétée à l'aide du modèle numérique d'élévation, de quelques mesures d'élévation historiques et de la présence de deltas juxtaglaciaires dans le NE du territoire. La limite marine proposée par Hardy (1982a) est également présentée en tireté rouge.

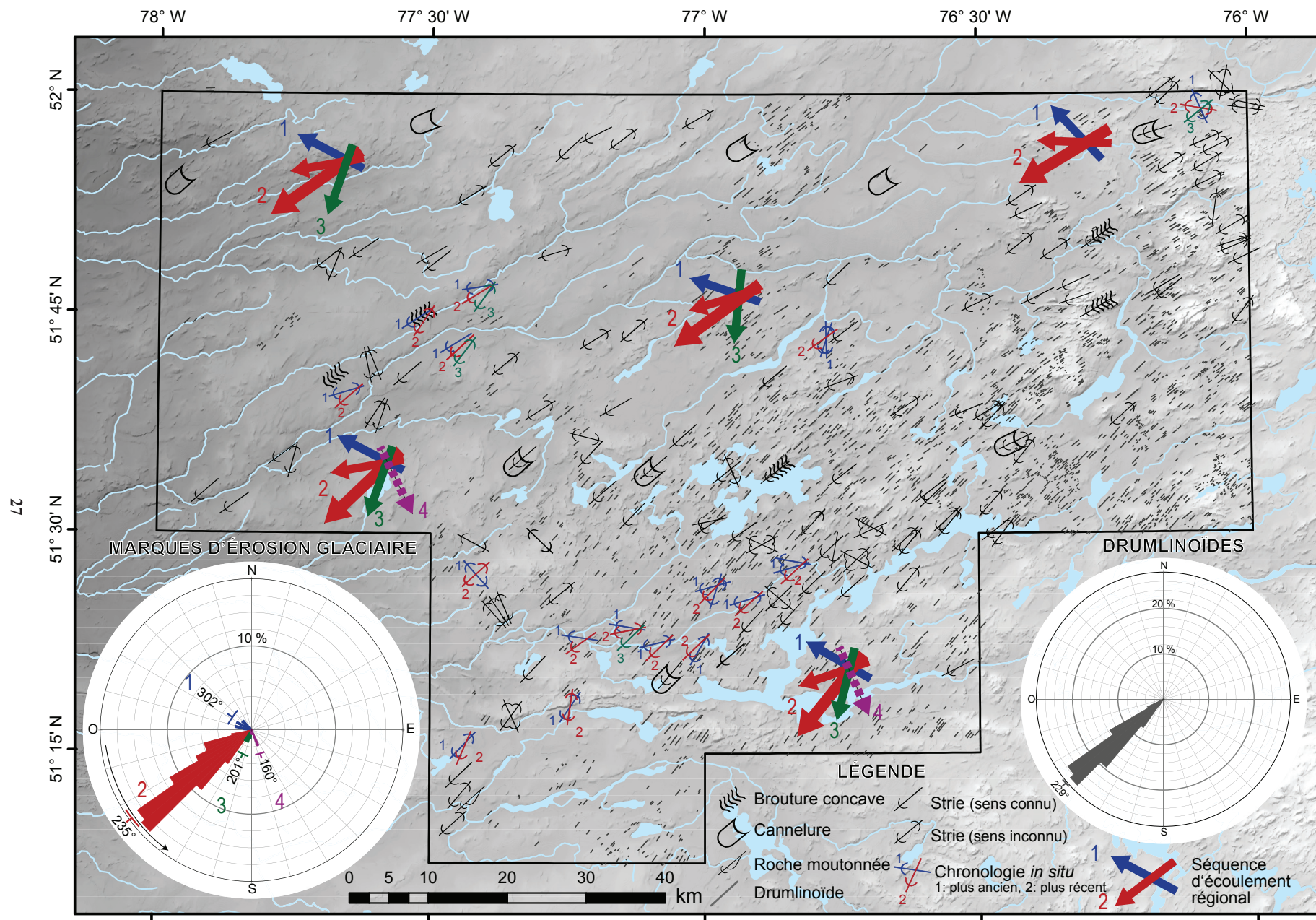


FIGURE 8 – Écoulements glaciaires du secteur d'étude déterminés à l'aide des marques d'érosion glaciaire (stries, cannelures, broutures) et des formes fuselées macroscopiques. Les diagrammes en rose représentent la fréquence des directions d'écoulement déterminées à partir des marques d'érosion glaciaire et des drumlinoides.

TABLEAU 1 : Sommaire stratigraphique des dépôts de surface de la région de Nemaska

Période	Époque	Glaciation	Type de dépôt		Composition	Épaisseur maximale (m)	Localisation des dépôts	Forme associée	
Quaternaire	Holocène	Post-glaciaire	Dépôts de versant		Cailloux, blocs		Ruptures de pentes	Cônes de déjection	
			Organique		Tourbe	5+	Dispersés	Tourbières	
			Alluvions		Silt, sable, cailloux	5	Vallées fluviales	Barres alluviales, chenaux, terrasses fluviales, etc.	
			Lacustre	Deltaïque	Sable		Dispersés	Lacs et rivières	
				Littoral	Sable	2	Au fond de baies	Cordons littoraux, plages sableuses	
		Wisconsinien	Éolien		Sable		Dispersés	Dunes isolées	
			Glaciomarin (Tyrrell)	Deltaïque	Sable, gravier	10+	Nord-est	Delta juxtaglaciaire	
				Littoral	Sable, gravier, cailloux	2	Dispersés	Cordons littoraux, plages sableuses	
				Eau profonde	Silt, argile	10+	Ouest et nord-ouest	Plaines ravinées	
			Glaciolacustre (Ojibway)	Littoral	Sable, gravier	2	Au-delà de l'influence marine	Cordons littoraux	
				Eau profonde	Silt, argile	10+	Visibles dans le sud	Généralement occultés par les sédiments glaciomarins	
			Fluvioglaciaire	Épandage subaérien	Sable, gravier, cailloux	10	Au-delà de l'influence marine	Plaines chenalisées	
				Épandage subaquatique	Sable, gravier	30	Comblement de creux topographiques		
				Juxtaglaciaire	Sable, gravier, cailloux, blocs	40+	Vallées dans le nord-est	Eskers, kames, kettles, chenaux sous-glaciaires, etc.	
				Juxtaglaciaire-morainique (GxT)	Sable, gravier, cailloux, blocs	80	Nord-est	Crêtes morainiques majeures et mineures, notamment Moraine de Sakami	
	Glaciaire	Till de fusion	Diamicton sablonneux	1	Est de Sakami	Till lessivé par les eaux de fonte, chenaux			
		Till remanié		1	Dispersés sous l'influence marine				
		Till de fond	Diamicton sablo-silteux	10+	Ubiquiste	Formes fuselées, traînées morainiques, drumlinoïdes, moraines de De Geer			
	Archéen et Protérozoïque			Socle rocheux					

PHOTOGRAPHIES



PHOTO 1 - Imposante coupe (14 m de hauteur) entièrement composée de till de fond développée dans une forme fuselée coupée par la rivière Rupert. Le roc n'a pas été observé le long de la berge, ce qui donne une idée de l'épaisseur des sédiments glaciaires dans le secteur.



PHOTO 3 - Exemple d'un train d'esker observé dans le secteur NE du secteur d'étude.



PHOTO 5 - Affleurement rocheux strié le long de la rivière Rupert montrant un modelé moutonné caractéristique qui indique une direction d'écoulement SW de la gauche vers la droite de la photo.

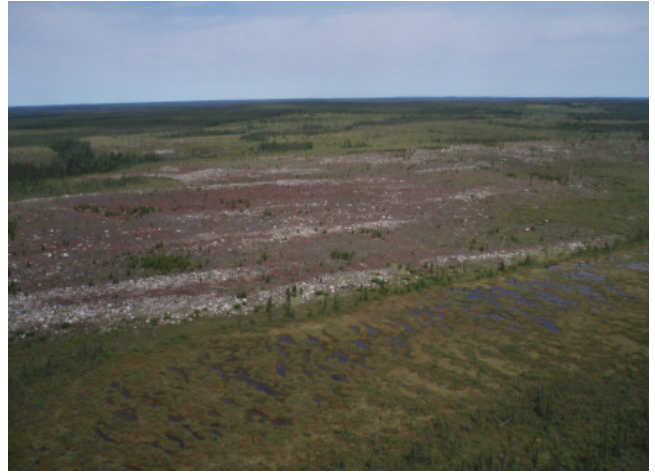


PHOTO 2 - Succession de plages glaciomarines mises en place pendant la régression marine. Ces plages sont caractérisées par des accumulations de cailloux et de graviers développées à différentes élévations. Le sédiment entre les plages est un till frais formé d'une matrice fine et de farine glaciaire non délavée.



PHOTO 4 - Crête d'esker aplanie par l'action de la Mer de Tyrrell. Cet esker est l'un des rares exemples observés à l'ouest de la Moraine de Sakami.



PHOTO 6 - Exemple de poli glaciaire extrêmement bien préservé montrant des stries et des broutures concaves indiquant un sens d'écoulement du bas vers le haut de la photo.

