

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

APPLICATION D'UN MODÈLE NUMÉRIQUE DE TERRAIN LIDAR À L'ÉTUDE  
DES DÉPÔTS QUATERNAIRES ET DES LACS PROGLACIAIRES DE LA RÉGION DU  
RÉSERVOIR GOUIN EN HAUTE-AURICIE (QUÉBEC)

MÉMOIRE  
PRÉSENTÉ  
COMME EXIGENCE PARTIELLE  
DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR  
SYLVAIN MILETTE

JUIN 2013

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL  
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

## REMERCIEMENTS

J'aimerais d'abord remercier mon directeur de maîtrise Robert-André Daigneault, qui a accepté de me diriger dans ce qui a été un long et laborieux cheminement. Ses nombreux conseils ont été d'une très grande pertinence. Les connaissances qu'il m'a transmises m'ont permis d'acquérir un regard critique et de développer mon esprit de synthèse. Sa très grande disponibilité et ses encouragements m'ont fait garder le cap afin de mener à terme ce projet et d'en sortir avec une très grande fierté. Je tiens aussi à le remercier pour la confiance qu'il m'a accordée au fil des ans en me donnant la responsabilité de plusieurs projets d'envergure.

Je tiens aussi à remercier Benoit St-Onge, d'abord pour nous avoir initié à la technologie LiDAR, et ensuite pour nous avoir mis en contact avec les gens de la Smurfit-Stone. Dans un même ordre d'idée, je voudrais remercier Renée Tellier, anciennement de la Smurfit-Stone division foresterie, sans qui le projet aurait été impossible à réaliser. J'aimerais aussi remercier l'équipe de travail de la Smurfit-Stone pour leur grande générosité lors de notre passage au réservoir Gouin.

Je remercie mon assistant de terrain Simon Nadeau, avec qui j'ai parcouru plusieurs centaines de kilomètres et compté des milliers de clastes. Il a été d'une aide capitale lors de la campagne de terrain et dans l'utilisation des systèmes d'informations géographiques.

Je souligne aussi l'aide fourni par André Parent, François Moquin et Bertrand Touchette du département de géographie, par Josée Lambert de la cartothèque, par Michel Lamothe et Magali Barré du laboratoire de luminescence Lux et par Olivier Caron pour ses conseils.

Un merci tout spécial à Pierre Letarte, personne phare dans mon parcours académique, qui m'a initié à la géomorphologie et m'a transmis sa passion pour la géographie physique.

Finalement, j'aimerais remercier mes amis et ma famille, qui m'ont encouragés et soutenus tout au long de ma maîtrise. Merci!

## TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	viii
LISTE DES TABLEAUX.....	xiii
LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET SYMBOLES.....	xiv
RÉSUMÉ.....	xv
INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE I	
PRÉSENTATION DE LA RÉGION D'ÉTUDE.....	4
1.1 Localisation.....	4
1.2 Physiographie.....	7
1.3 Hydrographie.....	9
1.4 Géologie du substrat rocheux.....	13
1.5 Travaux antérieurs.....	15
CHAPITRE II	
MÉTHODOLOGIE.....	24
2.1 Introduction.....	24
2.2 Les données LiDAR et la création du modèle numérique de terrain.....	25
2.2.1 Définition et aspects techniques du LiDAR.....	25
2.2.2 Les applications du LiDAR.....	26
2.2.3 Caractéristiques des données LiDAR utilisées dans la présente étude.....	28
2.2.4 La création du modèle numérique de terrain.....	29
2.2.5 Interprétation.....	29
2.3 Campagne de terrain.....	32
2.3.1 Analyse des dépôts meubles.....	32
2.3.2 Analyse des microformes d'érosion.....	32

2.3.3	Fabrique de till.....	33
2.3.4	Comptage pétrologique.....	33
2.4	Analyses en laboratoire.....	34
2.4.1	Analyse granulométrique.....	34
2.4.2	Datation par luminescence optique.....	35
2.4.3	Compilation de l'orientation des microformes et mésoformes d'érosion glaciaire.....	37
2.5	Mise en carte de l'interprétation des dépôts meubles.....	38
CHAPITRE III		
ÉROSION GLACIAIRE.....		39
3.1	Macroformes.....	39
3.2	Mésoformes.....	43
3.2.1	Roches moutonnées.....	43
3.2.2	Cannelures.....	45
3.3	Microformes.....	46
3.3.1	Stries.....	48
3.3.2	Stries en tête de clou.....	52
3.3.3	Sillons.....	53
3.3.4	Broutures.....	54
3.4	Direction d'écoulement et chronologie.....	55
CHAPITRE IV		
LITHOSTRATIGRAPHIE ET GÉOMORPHOLOGIE DES DÉPÔTS QUATERNAIRES.....		56
4.1	Le till.....	56
4.1.1	Épaisseur, texture, structure et origine.....	56
4.1.2	Composition lithologique du till et dispersion glaciaire.....	62
4.1.3	Mesure d'orientation des clastes.....	65
4.1.4	Géomorphologie.....	67

4.1.4.1 Le till en couverture mince (Tm).....	67
4.1.4.2 Le till en couverture continue (Tc).....	69
4.1.4.2.1 Les trainées morainiques derrière les abris rocheux....	69
4.1.4.2.2 Les drumlinoïdes.....	73
4.1.4.2.3 Le <i>fluting</i> .....	73
4.1.4.2.4 Les moraines côtelées.....	77
4.2 Les sédiments fluvioglaciers.....	81
4.2.1 Épaisseur, texture, structure et origine.....	81
4.2.2 Géomorphologie.....	83
4.2.2.1 Les eskers.....	83
4.2.2.2 Les moraines mineures.....	87
4.2.2.3 Les deltas juxtaglaciers.....	92
4.2.2.4 Les chenaux juxtaglaciers, proglaciers et sous-glaciers.....	94
4.2.2.5 Les épandages proglaciers subaériens.....	99
4.3 Les sédiments glaciolacustres.....	100
4.3.1 Les sédiments deltaïques.....	100
4.3.1.1 Sédimentologie et répartition spatiale.....	100
4.3.1.2 Géomorphologie.....	102
4.3.2 Les sédiments littoraux et sublittoraux.....	105
4.3.2.1 Sédimentologie et répartition spatiale.....	105
4.3.2.2 Géomorphologie.....	105
4.3.2.3 Analyse IRSL.....	107
4.3.3 Les sédiments d'eau profonde.....	109
4.3.3.1 Sédimentologie et répartition spatiale.....	109
4.3.3.2 Géomorphologie.....	112
4.4 Les sédiments alluviaux.....	113
4.4.1 Sédimentologie et répartition spatiale.....	113
4.4.2 Géomorphologie.....	113
4.5 Les sédiments éoliens.....	116
4.5.1 Sédimentologie et répartition spatiale.....	116
4.5.2 Géomorphologie.....	116

4.6 Les sédiments organiques.....	119
CHAPITRE V	
APPLICATION DU LIDAR À L'ÉTUDE DES LACS GLACIAIRES DU RÉSERVOIR GOUIN.....	123
5.1 Le lac glaciaire du secteur sud.....	125
5.2 Le lac glaciaire du secteur centre-sud.....	127
5.3 Le lac glaciaire du secteur nord-est.....	129
5.4 Le lac glaciaire du secteur nord.....	131
5.5 Le lac glaciaire du secteur ouest : le lac Obedjiwan.....	133
5.5.1 Calcul du gauchissement glacio-isostatique régional et étendue du lac glaciaire Obedjiwan dans la région cartographiée.....	136
5.5.2 Modélisation de l'étendue totale couverte et des exutoires du lac glaciaire Obedjiwan.....	138
5.5.2.1 Construction du modèle topo-bathymétrique du réservoir Gouin.....	140
5.5.2.2 Élaboration d'un modèle numérique de terrain (MNT) d'échelle régionale.....	144
5.5.2.3 Modélisation de l'étendue maximale du lac Obedjiwan.....	146
5.5.2.4 Les exutoires du lac Obedjiwan.....	148
5.5.2.4.1 L'exutoire sud.....	148
5.5.2.4.2 L'exutoire ouest.....	150
5.5.2.4.3 L'exutoire nord.....	152
CHAPITRE VI	
PALÉOGÉOGRAPHIE.....	154
6.1 La dernière glaciation.....	154
6.2 La déglaciation.....	157
6.3 La période post-glaciaire.....	169
CONCLUSION.....	170

APPENDICE A.....	173
GÉOLOGIE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES DU SECTEUR NORD-EST DU RÉSERVOIR GOUIN, QUÉBEC	
APPENDICE B.....	175
LOCALISATION DES ARRÊTS VISITÉS ET CITÉS DANS LE MÉMOIRE	
APPENDICE C.....	177
RÉSULTATS DES COMPTAGES PÉTROLOGIQUES DES TILLS	
APPENDICE D.....	179
COMPOSITION GRANULOMÉTRIQUE DE LA MATRICE DES TILLS ET SÉDIMENTS GLACIOLACUSTRES ÉCHANTILLONNÉS	
BIBLIOGRAPHIE.....	181



## LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1 Localisation du territoire à l'étude.....	5
1.2 Localisation du territoire à l'étude et des feuillets SNRC.....	6
1.3 Topographie du territoire à l'étude.....	8
1.4 Bassins versant et réseau hydrographique du territoire à l'étude.....	10
1.5 Comparaison de la répartition des lacs formant la tête du bassin versant de la rivière Saint-Maurice, avant et après l'enneigement causé par la construction du barrage du réservoir Gouin en 1918.....	12
1.6 Géologie du substrat rocheux du territoire à l'étude.....	14
3.1 Localisation des drumlins rocheux.....	41
3.2 Drumlins rocheux identifiés à partir du MNT LiDAR.....	42
3.3 Affleurement marqué par une succession de roches moutonnées orientées 000°-180° et ancien mouvement 168°-348° sur face protégée; ouest du lac Bell.....	44
3.4 Affleurement marqué par une succession de roches moutonnées orientées NNE-SSO (022°-222°); nord du lac Barras.....	44
3.5 Cannelures et stries NNE-SSO (020°-200°); nord-est du lac Micta Nimepar.....	45
3.6 Localisation des sites d'observation de microformes d'érosion glaciaire.....	47
3.7 Tableau de l'orientation des microformes d'érosion.....	49
3.8 Stries N-S (000°-180°) localisées à l'ouest du lac Bell.....	50
3.9 Stries NNE-SSO (012°-192°) situées au nord du lac du Principal.....	50
3.10 Stries d'orientation NNO-SSE (156°-336°) recoupées par des stries d'orientation NNE-SSO (020°-200°), site localisé à quelques kilomètres à l'est du Bristol.....	51

3.11	Strie en tête de clou orientée NNE-SSO (020°-200°) localisée au nord-ouest du lac Micta Nimepar.....	52
3.12	Sillons N-S (000°-180°) localisés au nord du lac Lindsay.....	53
3.13	Stries et broutures N-S (000°-180°) situées au nord du lac Lindsay.....	54
4.1	Répartition des zones de roc (moins de 0,30 m de sédiments) et de till.....	57
4.2	Coupe dans l'unité cartographique de till en couverture continue; est de la baie Verreau.....	58
4.3	Till de fond en couverture continue; sud-ouest du lac Équerre.....	59
4.4	Till de fusion stratifié avec boulder <i>scours</i> ; nord du lac Premier.....	60
4.5	Till d'ablation; nord du lac Premier.....	61
4.6	Localisation des traceurs protérozoïques des Formations de Chibougamau et de Mistassini, et résultats à l'échelle régionale.....	63
4.7	Abondance (%) et dispersion des traceurs lithologiques analysés.....	64
4.8	Résultat des fabriques de till.....	66
4.9	Secteurs de roc et de till mince et discontinu; près du lac Perron.....	68
4.10	Traînées morainiques derrière abri, sud du lac Roy. Photo du bas: vue du <i>crag-and-tail</i> sur le terrain, vue vers le SO.....	70
4.11	Till fissile à la tête d'une traînée morainique derrière abri, près du lac Équerre.....	72
4.12	Formes profilées de type drumlinoïde, avec en surface des formes fuselées de plus petites dimensions ( <i>fluting</i> ); nord du lac du Principal.....	74
4.13	Sillons dans le till d'une traînée morainique derrière abri; sud du lac Brook.....	76
4.14	Moraines côtelées. Photo du bas: moraines sur le terrain, vue vers le nord; nord du lac Premier.....	78
4.15	Moraines côtelées ( <i>ribbed moraines</i> ) situées entre des formes drumlinoïdes; sud du lac Magnan.....	80

4.16	Répartition des sédiments fluvioglaciaires; juxtaglaciale (Gx) et proglaciale (Go).....	82
4.17	Coupe dans un esker. Sud du lac Paul.....	84
4.18	Eskers à crêtes multiples. Est du lac Brook.....	86
4.19	Moraines mineures, exemple de crêtes localisées sur un interfluve; sud du lac Tony.....	88
4.20	Moraines mineures et formes associées dans une vallée, lac Paul.....	89
4.21	Estimation du taux annuel de retrait à partir de la distance entre les crêtes morainiques. Sud du lac aux Oignons.....	91
4.22	Deltas juxtaglaciaires et kettles dans un complexe fluvioglaciaire de contact. Nord du lac à l'Isle.....	93
4.23	Chenaux juxtaglaciaires; sud du lac Premier et nord du lac du Castor Noir.....	95
4.24	Chenaux de fonte proglaciaires et position probable de la marge glaciaire au nord du lac Barras.....	96
4.25	Chenaux sous-glaciaires à l'ouest du lac Moose.....	98
4.26	Chenaux anastomosés sur un épandage proglaciaire subaérien. Nord du lac Étroit.....	99
4.27	Répartition des sédiments glaciolacustres selon leur environnement de mise en place.....	101
4.28	Petit delta glaciolacustre au sud du lac Barras.....	103
4.29	Delta glaciolacustre de plus grande étendue. Sud du lac Micta Nimepar.....	104
4.30	Comparaison du MNT LiDAR et d'une photographie aérienne conventionnelle pour l'identification de cordons littoraux et terrasses glaciolacustres au NE du lac Magnan.....	106
4.31	Décroissance de l'IRSL avec le temps.....	108
4.32	Courbe de croissance de la luminescence versus la dose de régénération.....	108

4.33	Sédiments littoraux surmontant des sédiments glaciolacustres d'eau profonde; SO du lac Micta Nimepar.....	110
4.34	Rythmites glaciolacustres d'eau profonde; près du lac du Principal.....	111
4.35	Localisation des sites d'observations des rythmites, secteur du lac du Principal.....	112
4.36	Répartition spatiale des dépôts alluviaux.....	114
4.37	Alluvions récentes localisées le long d'un corridor fluvial qui recoupe des sédiments glaciolacustres de l'environnement deltaïque; secteur du lac Borothy.....	115
4.38	Répartition spatiale des formes éoliennes.....	117
4.39	Dunes éoliennes sur des sédiments glaciolacustres littoraux et deltaïques, à l'ouest du lac au Portage.....	118
4.40	Répartition spatiale des dépôts organiques.....	120
4.41	Comparaison du MNT LiDAR et d'une photographie aérienne conventionnelle pour l'identification des sédiments organiques de type ombrotrophe, rives du lac Berlinguet.....	121
4.42	Comparaison du MNT LiDAR et d'une photographie aérienne conventionnelle pour l'identification de sédiments organiques de type minérotrophe et ombrotrophe, près du lac Aro.....	122
5.1	Étendue couverte par les paléolacs de la zone cartographiée et distribution des secteurs étudiés dans ce chapitre.....	124
5.2	Sédiments et altitude du lac proglaciaire du secteur sud.....	126
5.3	Sédiments et altitude des lacs proglaciaires du secteur centre-sud.....	128
5.4	Sédiments et altitude des lacs proglaciaires du secteur nord-est.....	130
5.5	Sédiments et altitude du lac d'obturation glaciaire du secteur nord.....	132
5.6	Exemple de limite de délavage utilisée pour calculer l'altitude maximale du lac glaciaire Obedjiwan. Sud du lac du Principal.....	134
5.7	Altitude des 598 limites de délavage du lac Obedjiwan dans la région d'étude.....	135

5.8	Gauchissement glacio-isostatique des limites de délavage créés lors de l'étendue maximale du lac Obedjiwan.....	137
5.9	Étendue maximale, profondeur et isolignes des paléorivages du lac glaciaire Obedjiwan.....	139
5.10	Répartition des 42 000 points de contrôle bathymétrique sur l'ensemble du réservoir Gouin.....	142
5.11	Modélisation de la bathymétrie du réservoir Gouin.....	144
5.12	MNT topographique et bathymétrique de la région du réservoir Gouin.....	145
5.13	Étendue maximale, profondeur, isolignes des paléorivages et exutoires du lac Obedjiwan.....	148
5.14	Exutoire sud du lac Obedjiwan.....	149
5.15	Exutoire ouest du lac Obedjiwan.....	151
5.16	Exutoire nord du lac Obedjiwan.....	153
6.1	Direction et chronologie des écoulements glaciaires.....	156
6.2	Isochrones de la déglaciation et taux de retrait.....	160
6.3	Marge glaciaire près du lac au Vison.....	161
6.4	Marge glaciaire près des lacs Trappeur-Fraser-Wapous.....	162
6.5	Marge glaciaire près des lacs Paul-Belisle-de la Lime-Berlinguet.....	163
6.6	Marge glaciaire et lacs Obedjiwan et de la Grande Île.....	165
6.7	Étendue maximale du lac glaciaire Obedjiwan.....	166
6.8	Lac glaciaire Obedjiwan à 8,1 ka cal.....	168

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
2.1 Comparaison des clefs d'identification géomorphologique entre la photographie aérienne et un MNT LiDAR.....	30
4.1 Données du calcul de la dose annuelle.....	107
4.2 Données du calcul de l'âge IRSL - 4S9.....	109

## LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET SYMBOLES

### ABRÉVIATIONS

BDTQ	Base de données topographiques du Québec
BNDT	Base nationale de données topographiques
BP	Before present
CGC	Commission géologique du Canada
DEM	Digital elevation model
DGPS	Differential Global Positioning System
GPS	Global positioning system
GEOTOP	Le réseau inter-universitaire québécois de formation avancée et de recherche en science du globe
IRSL	Feldspar infrared stimulated luminescence
LiDAR	Light detection and Ranging
MAMROT	Ministère affaires municipales, régions et occupation du territoire
MDDEP	Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs
MNT	Modèle numérique de terrain
MRNF	Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune
SNRC	Système national de référence cartographique
UQAM	Université du Québec à Montréal

### SIGLES ET SYMBOLES

m	Mètre
cm	Centimètre
g	Gramme
ka	Millier d'années
km	Kilomètre
mm	Millimètre
ml	Millilitre
µm	Micron
%	Pourcentage
°	Degré
<sup>14</sup> C	Carbone 14
cal	Calibrée
N	Nord
S	Sud
E	Est
O	Ouest

## RÉSUMÉ

La cartographie des dépôts quaternaires sur le Bouclier canadien peut parfois s'avérer complexe à cause la forte densité du couvert forestier qui cache plusieurs formes géomorphologiques. L'utilisation de données provenant d'un survol LiDAR permet de générer un modèle numérique de terrain (MNT) en éliminant numériquement la végétation, permettant ainsi de modéliser le sol et ce, avec une résolution de moins d'un mètre par pixel et avec une marge d'erreur inférieure à 25 cm.

Dans le cadre d'un projet d'étude de foresterie opéré par la papetière Smurfit-Stone en Haute-Mauricie, une couverture LiDAR continue de plus de 1300 km<sup>2</sup> a été réalisée dans le secteur nord-est du réservoir Gouin. L'absence de travaux portant sur le Quaternaire de cette région et l'accès privilégié à une couverture LiDAR ont orienté le choix de ce territoire d'étude. Le MNT LiDAR a été utilisé afin de réaliser une cartographie des dépôts meubles du secteur, à une échelle de 1:50 000.

Le mouvement glaciaire dominant associé à la période pléniglaciaire, suit un patron d'écoulement orienté vers le SSO dans la partie ouest du terrain et vers le sud dans la partie est. Cet écoulement est appuyé par la compilation de l'orientation des drumlins rocheux, des formes profilées, des trainées morainiques derrière abri, ainsi que par des données relevées sur le terrain tels que les stries, sillons, cannelures et roches moutonnées. On observe aussi à quelques endroits des recoupements dans les stries montrant la présence d'un mouvement glaciaire ancien orienté vers le SSE.

Le secteur d'étude est marqué par la présence de dépôts glaciaires, de dépôts fluvioglaciaires, de sédiments glaciolacustres, d'alluvions, de sédiments éoliens et de dépôts organiques. Le till en couverture mince et discontinue occupe 15% de la région et sa morphologie est conditionnée par la topographie du roc sous-jacent. Le till en couverture continue occupe plus de 57% du territoire. Par endroit, il peut être fuselé ou côtelé. Les sédiments fluvioglaciaires de contact occupent 3,5% du secteur. Ces dépôts sont présents sous forme d'eskers, de deltas juxtaglaciaires ou de moraines mineures. La mise en place de ces formes juxtaglaciaires a débuté lorsque la marge glaciaire a atteint le sud du terrain d'étude, vers 10,2 ka cal (Dyke, 2003). À partir du calcul de l'espacement moyen entre les crêtes morainiques, il est possible de proposer un taux de recul annuel de 75 m dans la portion est du territoire. On peut aussi associer aux sédiments fluvioglaciaires, les chenaux de fonte juxtaglaciaires, proglaciaires et sous-glaciaires. En considérant l'orientation des eskers, des crêtes morainiques et des chenaux de fonte juxtaglaciaires et proglaciaires, on a défini l'allure est-ouest de la marge glaciaire, avec une légère tendance vers le ONO-ESE alors que le front atteint le centre de la région. On estime que la glace se serait complètement retirée de la région d'étude vers 9,5 ka cal (Dyke, 2003). Suite au retrait de la glace, les eaux de fonte ont mis en place des sédiments d'épandage proglaciaire qui couvrent 6,5% du secteur, formant localement des plaines d'épandage. L'accumulation des eaux de fonte dans les dépressions a permis la formation de lacs proglaciaires. On trouve donc des sédiments glaciolacustres deltaïques sur 6% de la superficie cartographiée, sous forme de vastes plaines entourant plusieurs lacs actuels du secteur. Des sédiments littoraux et pré-littoraux occupent moins de 3% de la région et sont identifiés localement par des crêtes de plages allongées et découpées en terrasses. On observe



aussi des reliefs aplanis où gisent des sédiments glaciolacustres profonds, massifs ou parfois rythmés, recouvrant moins de 1% du secteur. Les sédiments alluviaux, souvent trouvés sous forme de chenaux anastomosés, couvrent eux aussi moins d'un pourcent de la région. On compte aussi de quelques dunes, mises en place par un vent provenant du NO. Elles sont observées sur les sédiments deltaïques et les littoraux. Finalement, les sédiments organiques couvrent environ 2,5% du territoire, en remplissant les dépressions naturelles du secteur sous formes de tourbières ombrotrophes ou minérotrophes.

Il existe cinq secteurs où il est possible d'observer des dépôts et formes d'origine glaciolacustre; la plus vaste étendue glaciolacustre était localisée à l'ouest et est ici nommée lac glaciaire Obedjiwan. À partir du MNT LIDAR, les lignes de rivages présentes sous forme de limites de délavage du till ont été identifiées et mesurées, et ont permis de modéliser avec précision l'étendue du lac Obedjiwan lors de son extension maximale. Ces données permettent d'établir un gauchissement des lignes de rivages de 0,78 m/km, vers le NNO (352°). Ce gauchissement a été appliqué à l'ensemble de la région du réservoir Gouin par interpolation de la tendance calculée. Afin de comprendre le mécanisme de retenue des eaux et de déterminer les exutoires possibles lors de l'extension maximale du lac Obedjiwan, nous avons réalisé un modèle numérique de la bathymétrie du réservoir Gouin qui a été annexé au MNT régional gauchi. Le modèle numérique a permis de déterminer que les eaux du lac Obedjiwan étaient retenues par l'enfoncement isostatique différentiel. Trois exutoires ont été identifiés à partir de ce même MNT. Un premier exutoire était localisé au sud, vers l'actuelle rivière Saint-Maurice. Le second aurait possiblement permis une très faible vidange vers l'ouest, dans le bassin versant du lac Ojibway, via une série de dépressions sinueuses. Finalement, le dernier exutoire était localisé au nord et a permis aux eaux glaciolacustres de s'écouler aussi vers le bassin versant du lac Ojibway. Le drainage par ce corridor a permis un abaissement du plan d'eau d'environ 5 à 10 mètres. Des sédiments sublittoraux marquant la fin du drainage vers le nord ont été datés par luminescence optique à 8,1 ka cal. La remontée isostatique a ensuite permis de drainer progressivement les eaux vers le sud, via l'exutoire actuel qu'est la rivière Saint-Maurice.

MOTS CLÉS: LIDAR, MNT, HAUTE-AURICIE, GOUIN, QUATERNAIRE, LAC GLACIAIRE, OBEDJIWAN, EXUTOIRE.

## INTRODUCTION

### I Mise en contexte

La portion québécoise du Bouclier canadien constitue une vaste région où les connaissances scientifiques portant sur le Quaternaire sont fragmentaires. Comme le constatait Ermengen (1957):

«As a rule, the geologist who have been mapping the Canadian Shield have paid very little attention to the distribution of unconsolidated surficial deposits, therefore the information on the glacial geology of the region is usually scarce and very imprecise» (Ermengen, 1957; p.44).

Cette remarque dépeignait une réalité récurrente à cette époque. Depuis, plusieurs recherches portant sur différents aspects de la géologie quaternaire ont été complétées dans divers secteurs du Bouclier canadien. Cependant leur qualité demeure très inégale et la cartographie des dépôts superficiels pour certaines régions de ce vaste territoire est incomplète (Martineau et Lapointe, 2004). Il existe donc d'importantes lacunes dans les connaissances géoscientifiques touchant la géologie du Quaternaire de sorte que les reconstitutions de la paléogéographie glaciaire et post-glaciaire demeurent très approximatives dans plusieurs régions du Bouclier canadien.

Un des aspects ayant fortement influencé le choix de notre secteur d'étude est certainement cette absence quasi totale de travaux portant sur le Quaternaire pour l'ensemble du territoire de la Haute-Mauricie et tout particulièrement le secteur du réservoir Gouin. Au milieu des années 1980, Parent *et al.* (1985) déploraient le manque d'études portant sur les dépôts meubles et l'ensemble de la géomorphologie quaternaire de ce territoire:

« [...] l'histoire du retrait glaciaire à l'ouest du lac Saint-Jean entre 11000 et 8000 ans BP n'a pas encore été étudiée » (Parent *et al.*, 1985, p. 34).

Le choix de cette région d'étude s'est toutefois concrétisé lorsque la possibilité d'obtenir des données LiDAR (Light Detection and Ranging) couvrant une vaste superficie s'est présentée. Généralement, les données LiDAR sont, notamment à cause de leur coût élevé d'acquisition, difficilement accessibles et touchent de faible superficie. Les dimensions et limites du terrain d'étude sont donc basées sur la disponibilité des données LiDAR fournies par la Société de Gestion du Saint-Maurice (anciennement Smurfit-Stone), organisme détenteur des droits sur ces données. Initialement, ces données LiDAR avaient été acquises à des fins de gestion forestière afin d'avoir un portrait global de l'état d'une forêt par l'analyse des hauteurs d'arbres et de la densité des peuplements végétaux (Nilsson, 1996; St-Onge, *et al.* 2003 et Suárez, *et al.* 2005).

## II Objectifs

L'objectif principal de ce mémoire vise à reconstituer la paléogéographie quaternaire du secteur nord-est du réservoir Gouin, par l'identification des dépôts et des formes associés à l'avancée et à la régression de l'Inlandsis laurentidien à partir des données LiDAR. À la différence de la méthode traditionnelle d'interprétation des formes de terrain à l'aide de photographies aériennes, on cherche donc à cartographier le secteur d'étude par l'interprétation d'un modèle numérique de terrain (MNT) construit à partir de données LiDAR, permettant une représentation du territoire sans son couvert forestier. Il s'agit d'un avantage majeur par rapport à la photo-interprétation qui permet une interprétation plus fine et plus détaillée des formes et dépôts répertoriés, tout particulièrement dans le contexte du Bouclier canadien où la densité de la végétation est particulièrement forte. Au fil de ce mémoire, quelques exemples comparatifs permettront d'apprécier cet avantage du MNT LiDAR par rapport aux photographies aériennes du secteur.

Dans la poursuite de l'objectif principal, nous mettrons l'emphase notamment, sur l'histoire des lacs glaciaires qui ont ennoyé une vaste portion du territoire de la Haute-Mauricie lors de la déglaciation. À partir des interprétations géomorphologiques tirées du MNT LiDAR, nous présentons une modélisation de ces paléolacs, à l'échelle régionale, qui tiendra compte du

relèvement isostatique différentiel. Cette modélisation permettra de connaître l'extension et l'altitude maximale de ces paléolacs, ainsi que leurs profondeurs et leurs exutoires potentiels. L'ensemble de ces données permettra de détailler l'évolution de ces paléolacs au fil de la déglaciation et ce, jusqu'à leur vidange finale.

Le mémoire est divisé en six chapitres. Dans le premier chapitre, on localise la région étudiée et on présente un portrait de sa physiographie, de son réseau hydrographique, ainsi qu'un court résumé de la nature du socle rocheux et un survol des travaux antérieurs. Le deuxième chapitre porte sur les différentes méthodologies utilisées, sur le terrain et en laboratoire, afin d'atteindre les objectifs visés. Le troisième chapitre traite de l'érosion glaciaire à partir de l'inventaire des formes de différentes échelles observées sur le terrain et sur le MNT LiDAR. La compilation de ces données nous permet de préciser les directions de l'écoulement glaciaire régional et d'en définir la chronologie. Le quatrième chapitre présente les différentes unités lithostratigraphiques du terrain d'étude. Chaque unité est caractérisée selon sa position stratigraphique, sa texture, sa puissance, sa répartition spatiale et ses particularités géomorphologiques. Le cinquième chapitre porte sur l'histoire des lacs glaciaires du secteur. On y modélise, notamment, le lac glaciaire qui a couvert la plus vaste superficie. Finalement, dans le sixième chapitre, on présente une reconstitution régionale des événements glaciaires et postglaciaires à partir de l'ensemble des données récoltées.

## CHAPITRE I

### PRÉSENTATION DE LA RÉGION D'ÉTUDE

#### 1.1 Localisation

La région d'étude est située en Haute-Mauricie, dans la vaste municipalité de La Tuque, à environ 300 km au nord-ouest de Trois-Rivières (figure 1.1). Le secteur couvert par la cartographie est localisé à l'intérieur des limites latitudinales 48°58'39''N et 48°28'50''N et longitudinales 74°20'20''O et 74°04'50''O (figure 1.1). La zone d'étude recoupe les feuillets SNRC (Système national de référence cartographique) 32B08, 32B09, 32B10, 32B15 et 32B16, et elle couvre une superficie totale d'environ 1390 km<sup>2</sup> (figure 1.2).

L'accès à ce territoire éloigné se fait principalement par l'est via la route 155 jusqu'à La Tuque, puis en empruntant la route 10 en direction du barrage du réservoir Gouin (figure 1.1). Par la suite, le secteur d'étude est accessible par le chemin forestier qui sert de liaison entre le barrage du réservoir et la réserve autochtone Attikamek d'Obedjiwan. Il est aussi possible d'accéder directement au terrain d'étude en utilisant la route 167 à partir de Saint-Félicien ou de Chibougamau. Une route forestière bifurque par la suite en direction de la réserve d'Obedjiwan.

Au sud de la région étudiée, se situent les villages de Parent, Clova, La Croche et La Bostonnais, et ils sont désormais inclus dans la municipalité de La Tuque (MAMROT, Répertoire des municipalités du Québec, 2010; figure 1.1). Deux réserves autochtones de la nation Attikamek sont présentes près de la région étudiée. La réserve de Wemotaci englobe la défunte réserve de Coucoucache et est située à mi-chemin entre la ville de La Tuque et le barrage du réservoir Gouin (Ministère des affaires indiennes et du Nord Canada, 2010). La réserve d'Obedjiwan se situe à quelques kilomètres à l'ouest de la zone d'étude, sur les rives du réservoir Gouin. Ces noyaux villageois et réserves autochtones communiquent entre-eux par un réseau complexe de chemins forestiers. Il existe aussi une voie ferroviaire du Canadien National qui assure la connexion entre La Tuque et Clova, en passant par Parent.

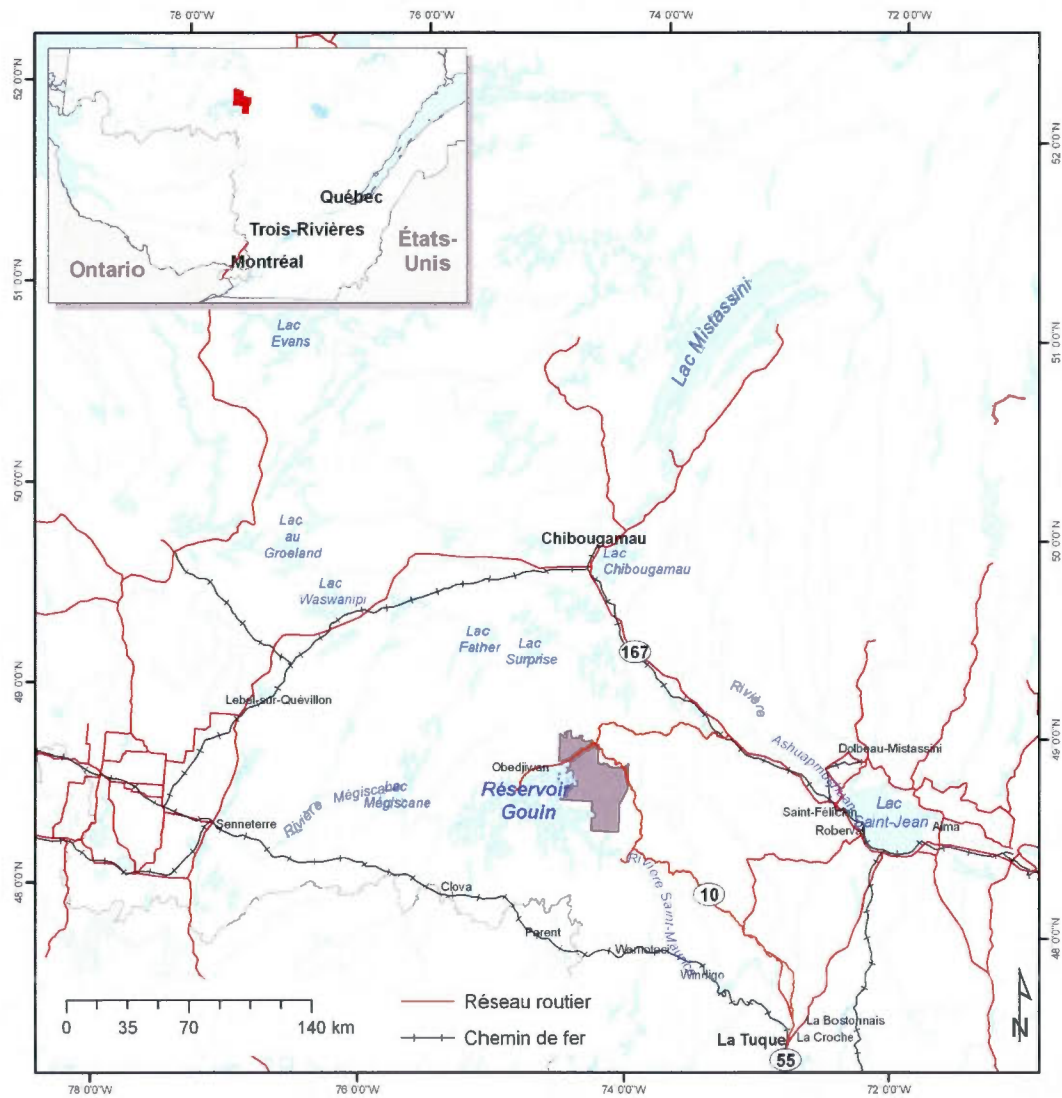
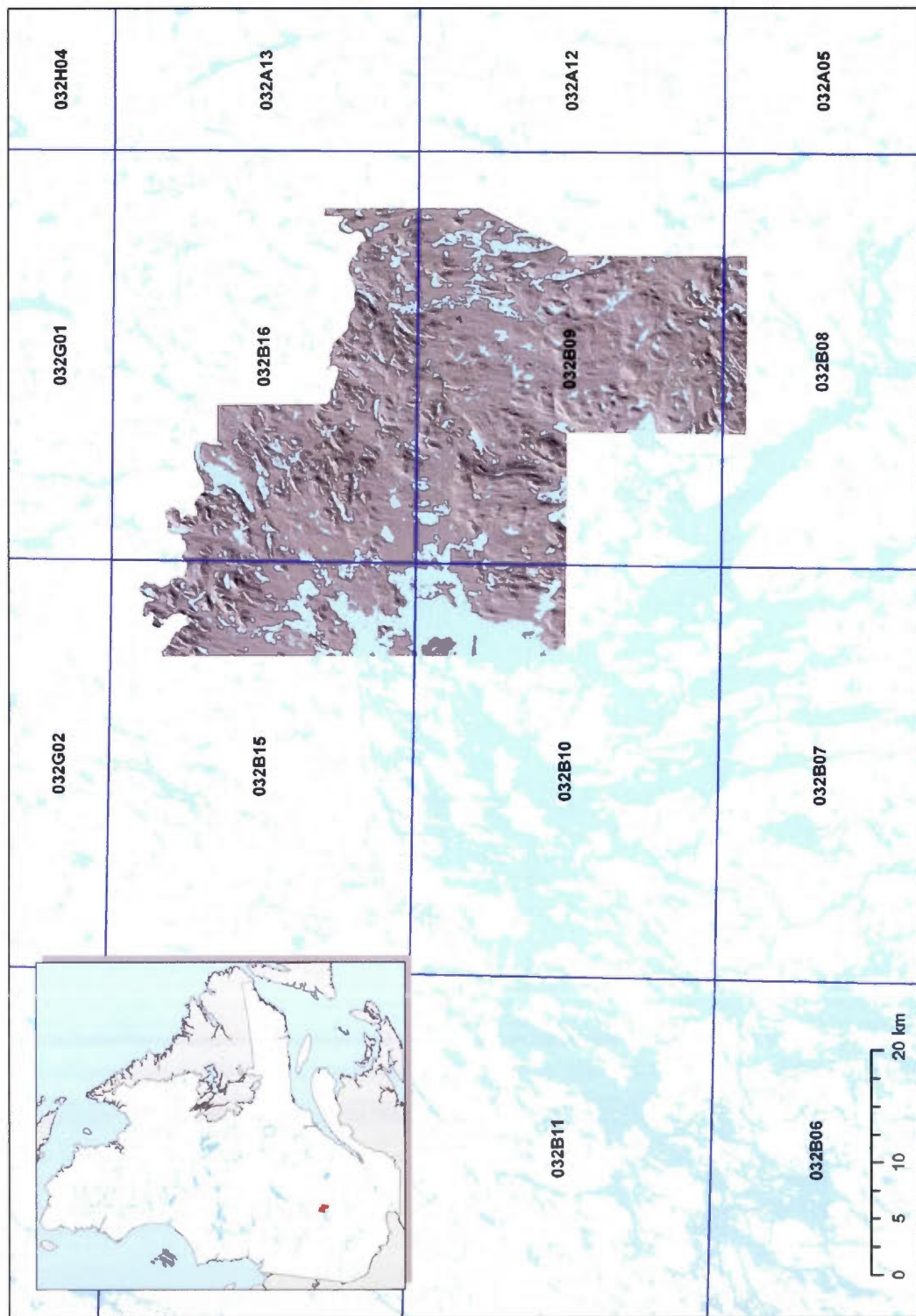


Figure 1.1 Localisation du territoire à l'étude (zone grise).



**Figure 1.2** Localisation du territoire à l'étude (en gris) et des feuillets SNRC.

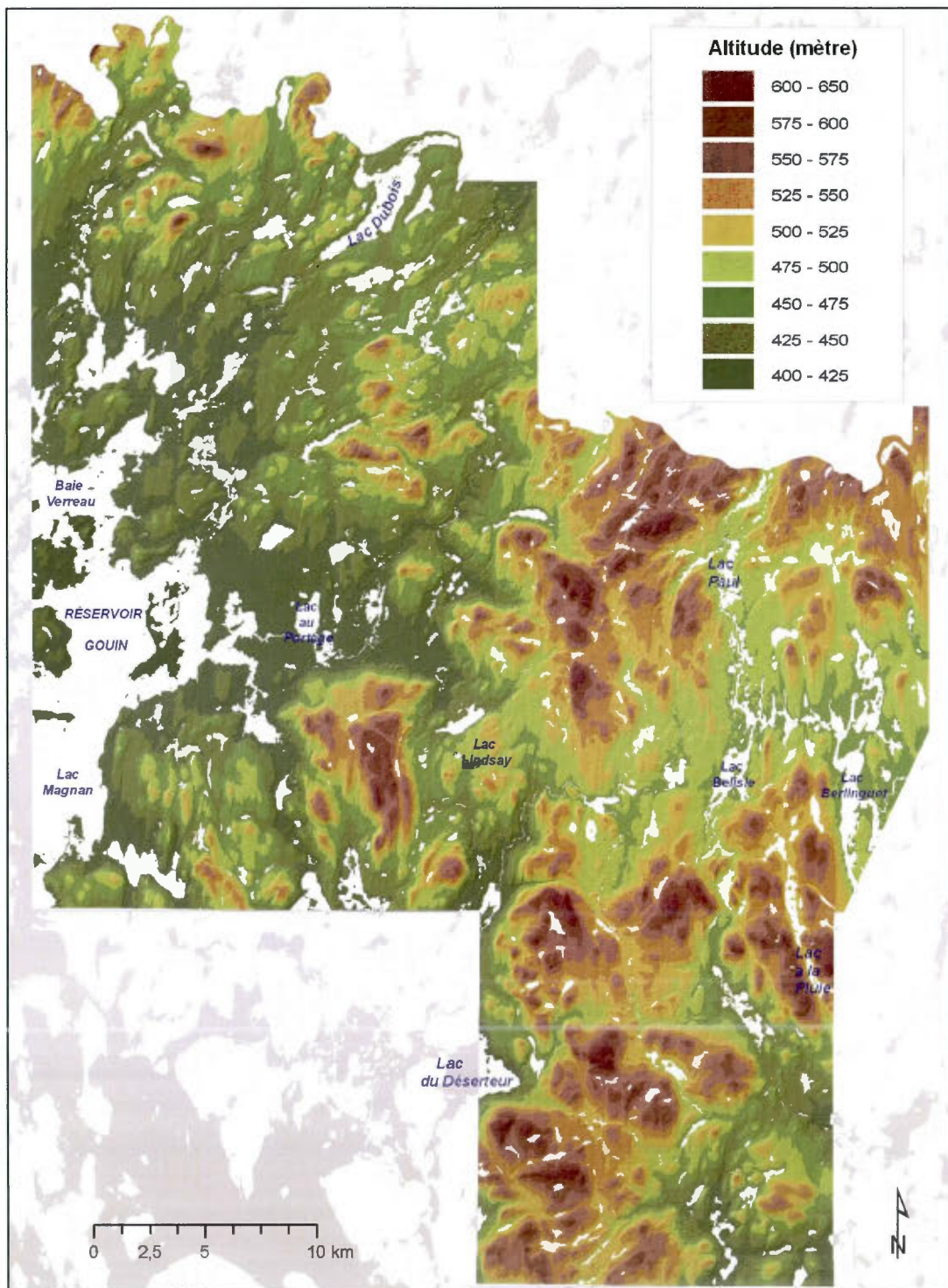
## 1.2 Physiographie

La zone d'étude est localisée sur le Bouclier canadien et constitue un vaste plateau accidenté, typique du socle grenvillien. On peut le qualifier de paysage de pénéplaine à secteurs légèrement montagneux, où les sommets tendent à former un même niveau (Bostock, 1972). Les formes arrondies de ce paysage bosselé sont représentatives de l'architecture rocheuse classique des hautes-terres laurentiennes.

La région étudiée peut être divisée en deux sections distinctes (figure 1.3). Le secteur ouest forme une vaste plaine dans la portion centrale et montre des secteurs plus accidentés au nord et au sud. Les altitudes y oscillent entre 405 et 600 m, mais la majorité du territoire montre une altitude inférieure à 450 m. Le secteur ayant la plus basse altitude est localisé près du réservoir Gouin. Le secteur à l'est est formé, quant à lui, par une zone plus montueuse débutant aussi à environ 405 m, mais son élévation moyenne varie entre 450 et 550 m. Le plus haut sommet, localisé à l'extrémité est de la carte, près du lac à la Pluie, culmine à 661 m. Ces sommets, formant un plateau surélevé et fortement arrondi, surplombent légèrement le paysage environnant.

De façon générale, les vallées suivent une orientation nord-sud. Néanmoins, plusieurs plis structuraux majeurs sont présents dans le socle fortement métamorphisé, lesquels sont facilement perceptibles sur le MNT LiDAR, notamment près du lac Paul ou ceux à l'ouest du lac Lindsay (figure 1.3). On peut aussi aisément distinguer un grand nombre de fractures sur l'ensemble du territoire. Ces immenses plis et innombrables cassures conditionnent l'aspect du relief et donnent ce panorama distinctif des hautes-terres laurentiennes.





**Figure 1.3** Topographie du territoire à l'étude (MNT à partir des données LiDAR; source Gestion Forestière Saint-Maurice).

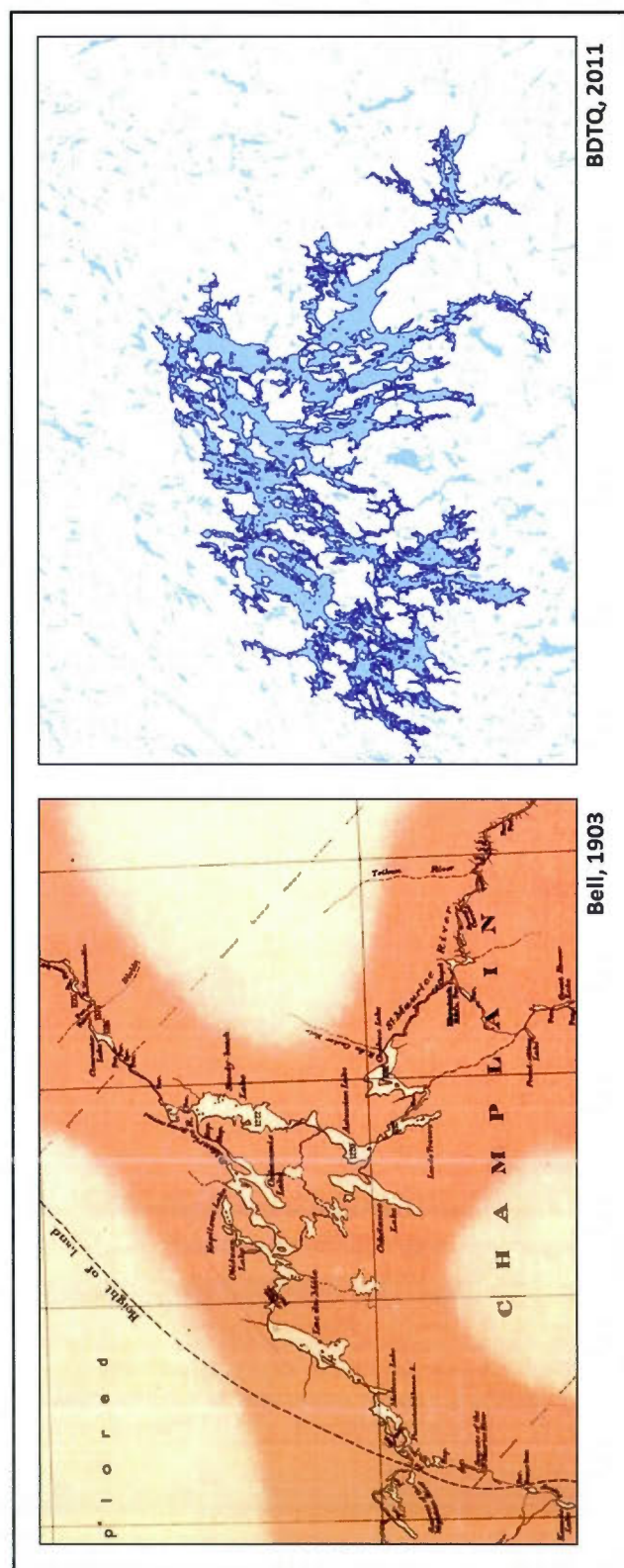
### 1.3 Hydrographie

La région d'étude se situe principalement à la tête du bassin versant de la rivière Saint-Maurice (figure 1.4). Sans considérer les différentes baies formant le réservoir Gouin, les principaux lacs qui occupent le territoire sont les lac Dubois, du Principal, Leclerc, Paul, Lindsay et Lori, en plus du complexe que forment les lacs Berlinguet, de la Brume, du Duc, de la Lime et Belisle (figure 1.4). Dans ce bassin versant, le drainage s'effectue vers le sud. Il est important de noter que près du lac Dubois, on retrouve la ligne de partage des eaux entre le bassin du Saint-Maurice au sud et celui de la rivière Nottaway, au nord, qui s'écoule vers le nord jusqu'à la baie James; et à l'est, celui de la rivière Ashuapmushuan qui s'écoule vers l'est jusqu'au lac Saint-Jean (figure 1.4). Une faible partie de la région étudiée se situe dans ces deux derniers bassins versants. Il n'existe aucune rivière d'importance dans le secteur cartographié. Il s'agit plutôt d'un réseau de petites rivières, fortement influencées par la morphologie accidentée du socle rocheux. On y observe aussi de nombreux lacs perchés à différentes altitudes sur tout le territoire. De plus, les dépressions et cuvettes naturelles creusées dans le roc peuvent souvent être occupées par des tourbières de tailles variables. Les plus imposants complexes tourbeux sont toutefois situés dans la partie basse du terrain d'étude, c'est-à-dire près des rives du réservoir Gouin. Ce réseau hydrographique désordonné est typique de celui observé en plusieurs endroits sur l'ensemble du Bouclier canadien, là où la structure du substrat rocheux a une influence considérable sur l'écoulement des eaux.

Le réservoir Gouin est la principale étendue d'eau de toute la région de la Haute-Mauricie. Dans la zone d'étude, on observe la portion nord-est du réservoir, soit le lac Magnan et la baie Verreau. Créé à partir de la retenue des eaux engendrées par le barrage Gouin, cette étendue d'eau d'environ 1150 km<sup>2</sup> existe depuis près d'un siècle, soit depuis le 15 décembre 1917 (Bouchard, 1980). La construction du barrage avait comme principal objectif de contrôler l'alimentation en eau des centrales hydro-électriques localisées en aval, le long de la rivière Saint-Maurice (Laverdière, 1959). Le barrage Gouin, anciennement appelé la Loutre, a engendrée une augmentation du niveau d'eau de près de 24 mètres. Le niveau actuel du réservoir est maintenu aux environs de 403 m d'altitude par rapport au niveau de la mer. Des écrits du père Joseph-Étienne Guinard, missionnaire qui a sillonné la région à la fin du 19<sup>e</sup>



siècle, indiquent qu'avant l'existence du réservoir, la rivière Saint-Maurice prenait sa source dans un lac marécageux non-identifié dont les eaux pouvaient potentiellement toucher le bassin versant de la baie James (Bouchard, 1980). Le réseau de lacs qui formait jadis la tête du bassin versant de la rivière Saint-Maurice, à l'endroit où se situe le réservoir Gouin (figure 1.5), est d'ailleurs rapporté par la carte de Bell (1903) produite par la Commission Géologique du Canada.



**Figure 1.5** Comparaison de la répartition des lacs formant la tête du bassin versant de la rivière Saint-Maurice, avant et après l'enneigement causé par la construction du barrage du réservoir Gouin en 1918, (extrait de Bell, 1903 et BDTQ, 2011; les cartes présentées sont à la même échelle).

#### 1.4 Géologie du substrat rocheux

Le substrat rocheux de la région fait partie de la Province géologique de Grenville (Hocq, 1994). Cette ancienne chaîne de montage précambrienne résulte de l'orogénèse du même nom qui débute vers 1,25 Ga pour atteindre son apogée vers 1 Ga (Landry et Mercier, 1992). La plupart des unités qui composent le Grenville ont toutefois été mis en place vers 950 Ma (Stockwell *et al.*, 1972; Hocq, 1994; Elmi et Babin, 2002), plus précisément au cours de la période géologique du Tonien (1000 Ma à 850 Ma) de l'ère néoprotérozoïque (Gradstein *et al.*, 2004). Cette province géologique s'étend sur une longueur de plus de 2000 km et d'une largeur d'environ 400 km suivant l'axe NE-SO du fleuve Saint-Laurent (Hocq, 1994). Les limites du terrain d'étude sont situées à l'extrémité nord du Grenville, en bordure de la Province du Supérieur. Cette portion du Grenville fait partie de la subdivision tectonique de l'allochtone polycyclique (Hocq, 1994).

Dans son rapport sur la géologie du bassin du réservoir Gouin, Laurin (1965) observe que le socle de la région est composé de roches intrusives ou des roches métamorphiques d'origine sédimentaire ou intrusive (figure 1.6). Il précise qu'il est complexe, vu l'absence de contacts clairs, de déterminer les âges relatifs des lithologies intrusives.

La majeure partie de la zone d'étude est composée de gneiss granitiques protérozoïques (figure 1.6). Ces derniers recouvrent toute la partie nord du terrain de même qu'une importante zone au centre. La deuxième unité lithologique d'importance est l'unité néoarchéenne formée de gneiss quartzofeldspathiques, pouvant parfois contenir des amphibolites. Ces roches sont caractérisées par un fort plissement (Laurin, 1965). On retrouve aussi un imposant affleurement de granite dans le secteur du lac Magnan. Ces granites peuvent parfois être pegmatitiques (Laurin, 1965). De petites unités de paragneiss à hornblende sont présentes dans le secteur du lac Magnan. Finalement, en plus des roches métamorphiques de hauts grades, il est possible d'observer quelques affleurements de roches ultrabasiques de type métagabbros, notamment près des rives du lac Magnan, de la baie Verreau, du lac du Déserteur et du lac Berlinguet.

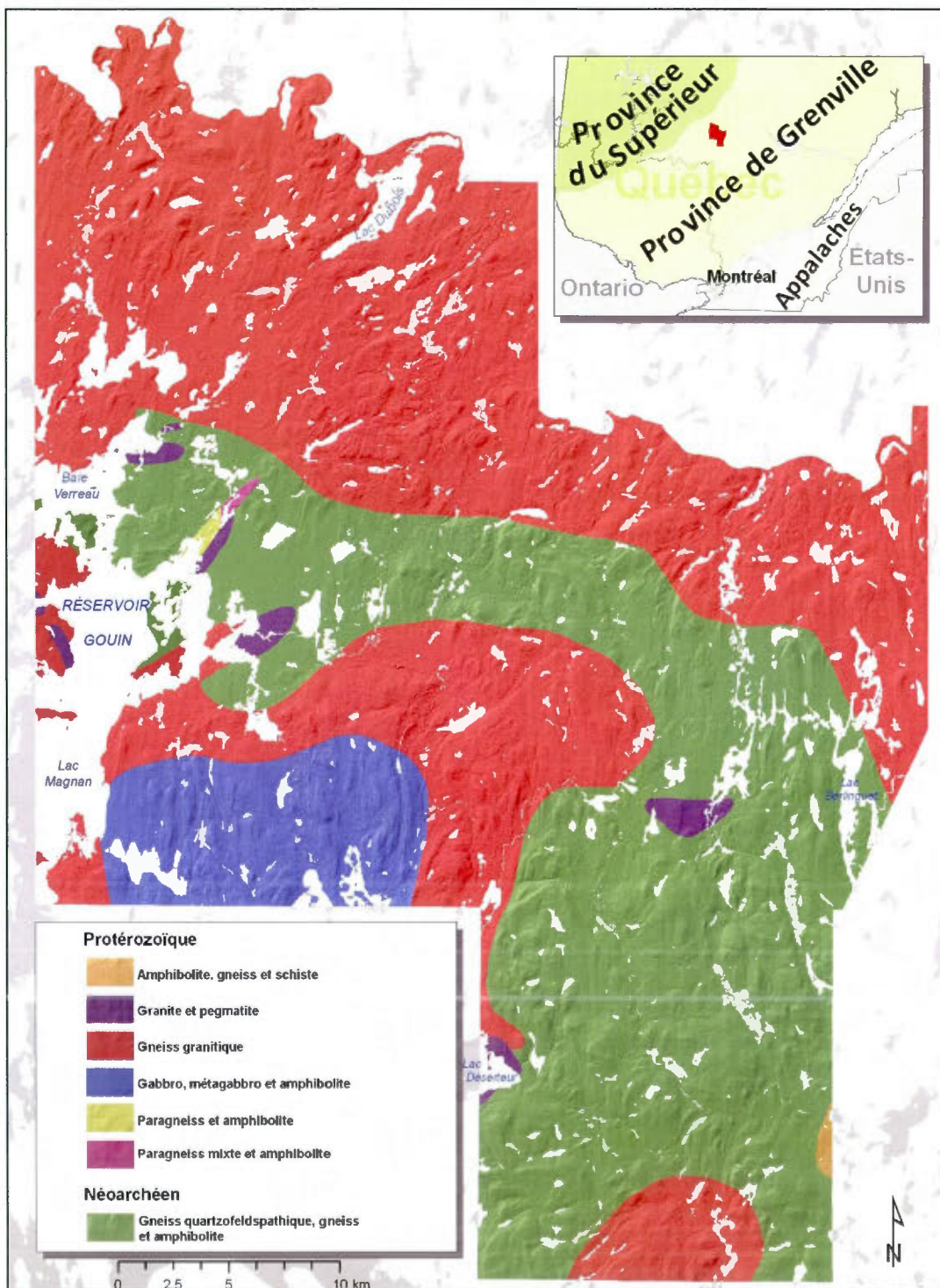


Figure 1.6 Géologie du substrat rocheux du territoire à l'étude (modifié de Laurin, 1965)

### 1.5 Travaux antérieurs

Il n'existe aucune étude exhaustive portant sur la géologie quaternaire de la région du réservoir Gouin. Les seules données disponibles proviennent des cartographies des dépôts superficiels réalisées par le Service d'inventaire forestier (SIF) du Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec (1994a, 1994b, 1995a, 1995b et 1995c). Ces travaux sont basés essentiellement sur la photo-interprétation, sans validation sur le terrain, et ne présentent que sommairement la nature des dépôts et des formes, sans y inclure de données sur la stratigraphie ou les écoulements glaciaires. À une échelle régionale élargie, il existe plusieurs rapports traitant de la géologie de la roche en place. Ces études ne décrivent que très rarement les dépôts meubles, rapportant au passage quelques directions de marques d'érosion glaciaire observées. La plupart de ces travaux sont cependant situés en périphérie éloignée du réservoir, particulièrement le long de la ceinture volcano-sédimentaire localisée à la frontière entre les provinces géologiques du Supérieur et de Grenville (figure 1.6), ou carrément au sud du réservoir, dans les environs de Clova ou de Parent. Conséquemment nous présentons les travaux antérieurs des régions adjacentes et notamment les nombreuses études effectuées entre Chibougamau au nord et La Tuque au sud.

Bancroft (1916) a recensé ce qui semble être le premier écrit à porter sur la géologie de la Haute-Mauricie. Il s'agit du « Rapport des Commissaires nommés sous le 9<sup>ème</sup> Acte, George IV, chapitre 29, pour explorer cette partie de la province située entre les rivières St-Maurice et Ottawa, et qui est encore à l'état aride et inculte » publié en 1830 par le gouvernement du Québec. On y décrit quelques lithologies retrouvées dans le secteur situé entre La Tuque et Wemotaci, en plus d'y signaler la présence de sol sablonneux.

Dans une perspective plus régionale, A. P. Low, en 1886, explora les territoires du centre du Québec jusqu'au lac Mistassini où il y réalisa une cartographie représentant les grandes unités géologiques entourant le lac. Il visita aussi quelques plans d'eau des environs de La Tuque et y fit quelques observations sur la nature du socle rocheux dans un document daté de 1891 (Bancroft, 1916).



Bell (1903) a réalisé une compilation de divers travaux portant sur la géologie du socle pour l'ensemble du bassin versant de la rivière Nottaway. Il y présente les grandes unités géologiques, en plus d'y inclure quelques mesures d'orientation de stries glaciaires (NNE-SSO) près du lac Goeland (figure 1.1). Un apport important de cette carte est certainement la cartographie détaillée du réseau hydrographique, notamment celui du secteur du réservoir Gouin avant son ennoisement. On peut aussi citer la suite des travaux d'A. P. Low, qui a produit une cartographie géologique du secteur de Chibougamau (Low, 1906). Cette cartographie présente les différentes unités géologiques rencontrées le long des rivières et bordures des lacs qu'il a explorés, rapportant aussi quelques mesures de stries glaciaires d'orientation NE-SO.

O'Sullivan (1901) présente le premier ouvrage à décrire sommairement la nature des dépôts superficiels de la région du réservoir Gouin. Son mandat était d'explorer le territoire compris entre le Lac-Saint-Jean et la Baie James. Lors de son passage dans la zone d'étude, il présente le secteur de la rivière du Castor noir (aujourd'hui rivière Wapous), comme ayant un sol bosselé composé de sable. Il fait aussi mention de sols sablonneux et graveleux dans le secteur du lac à l'Eau Claire (aujourd'hui lac Dubois). Toujours dans ce même secteur, l'auteur fait aussi mention de la présence :

« [...] d'une élévation en dos d'âne formée de cailloux roulés et de gravier, qui ressemble à un vieux remblai de chemin de fer et qui a plusieurs chaînes de longueur [...] » (O'Sullivan, 1901; p.50).

On interprète qu'il s'agit vraisemblablement de la description de l'esker du lac Nimepiranan, tout juste à l'extérieur de la zone couverte par le relevé LiDAR.

Wilson (1910) présente une cartographie géologique du secteur ouest du réservoir Gouin, plus précisément du lac Abitibi jusqu'à quelques kilomètres à l'ouest de Clova. Il expose la division des provinces géologiques du Grenville et du Supérieur, en plus d'y représenter l'étendue du "*drift*" (dépôts meubles d'origine glaciaire) et note aussi quelques stries

glaciaires. À l'extrémité ouest du réservoir, près du lac Lacoursière, il note la présence de stries dont l'écoulement pointe vers le sud-ouest.

Bancroft (1916) a exploré la région, suivant le chemin de fer reliant Sainte-Thècle en Mauricie jusqu'à la rivière à Pierre, près de Senneterre en Abitibi. Ses travaux couvrent tout le territoire localisé au sud du réservoir Gouin. Il présente de nombreuses données sur la géomorphologie glaciaire. Il décrit le "*drift*" comme ayant une granulométrie sableuse, dont les cailloux arrondis sont majoritairement gneissiques et dont la couverture discontinue varie en épaisseur selon la localisation. Il explique ainsi les différentes dimensions et formes que peuvent prendre ces sédiments glaciaires:

« [...] sous forme de monticules, collines, et chaînes, soit isolés, soit en groupes irréguliers, qui ont souvent 25 pieds et quelques fois 60 ou 70 pieds de hauteur; parmi ceux-ci on trouve d'excellents exemples de kames, drumlins, et d'eskers » (Bancroft, 1916; p. 139-140).

Selon lui, les sables stratifiés de la région sont associés à des lacs peu profonds qui ont pris naissance durant la dernière déglaciation (Bancroft, 1916). Il ajoute que le contexte d'écoulement des eaux en direction nord de certaines rivières a pu créer une succession de lacs de contact glaciaire. Bancroft (1916) identifie ainsi plusieurs lacs glaciaires probables, notamment celui localisé près de Windigo. Ses observations l'amène à conclure que la multitude de lacs qui formait la tête du bassin versant du Saint-Maurice était jadis le lieu d'un imposant lac glaciaire de faible profondeur, parsemé d'îlots, dont la superficie s'étendait vers le sud jusqu'à Clova.

Il précise que la topographie locale semble avoir eu une très forte influence sur les directions d'écoulement glaciaire, dont l'orientation très variable passe d'un écoulement général vers le sud-ouest à l'ouest de Clova à un autre vers le sud-est à l'est de Parent. Il termine en notant la présence d'un bloc erratique conglomératique dont les éléments figurés proviennent de granite et de roches verte de la Province géologique du Supérieur.

Les secteurs situés au nord et au nord-ouest du réservoir ont fait l'objet de plusieurs travaux géologiques entre les années 1930 et 1980, abordant au passage quelques aspects relatifs au Quaternaire. Ces ouvrages décrivent sommairement la présence de dépôts glaciaires, dénombrent de nombreux eskers et répertorient des stries glaciaires orientées vers le sud-ouest et le sud-sud-ouest (Mawdsley et Norman, 1935; Faessler, 1935 et 1936; Milner, 1943; Gilbert, 1959; Deland et Grenier, 1959; Remick, 1970; Charre, 1976).

À l'échelle de la province, Blanchard (1938) et Dagenais (1943) s'intéressent au relief hérité du passage de l'inlandsis du Wisconsinien. Sur le Bouclier canadien, Dagenais (1943) y fait l'éloge de la diversité des formes glaciaires présentes, tandis que Blanchard (1938) décrit de façon exhaustive les reliefs, les climats et les dépôts meubles qui gisent sur le substrat rocheux des Laurentides.

Au milieu des années 1950, avant de s'intéresser à la géologie du réservoir Gouin, Laurin a couvert plusieurs secteurs en lointaine périphérie du réservoir Gouin. Ces rapports géologiques préliminaires décrivent quelques éléments reliés au Quaternaire. On peut d'abord citer son étude de la région de Ducharme-Bouteroue, localisé à mi-chemin entre le lac Chibougamau et la limite nord du réservoir (Laurin, 1955). Sa cartographie inclut quelques eskers, en plus de présenter des mesures de stries orientées vers le sud ( $185^\circ$ ). Son rapport préliminaire de la région de Lorne-Avaugour, au nord-est du réservoir, indique des stries ayant un écoulement général vers le sud, de même que des eskers orientés vers le sud-sud-est (Laurin, 1956a). Finalement, dans le secteur de Mignault-Aigremont un peu à l'ouest de l'étude précédente, il mesure des stries orientées à  $180^\circ$  et des eskers pointant vers le sud-sud-ouest (Laurin, 1956b).

Ermengen (1957) a écrit un rapport portant sur l'analyse des méthodes d'échantillonnages pour la dispersion glacio-sédimentaire dans le secteur de Chibougamau à partir de traceur métallique. De plus, il y présente une synthèse cartographique des travaux de Norman (1938) et Wilson (1938), couvrant le vaste territoire compris entre les lacs Mistassini, Evans, Matagami, Father et Chibougamau. Cette carte illustre la distribution régionale des moraines,

drumlins, eskers et autres dépôts quaternaires du territoire, en plus d'inclure quelques mesures de stries, généralement orientées vers le sud-ouest.

Laurin (1965) a mené la seule étude géologique couvrant le réservoir Gouin et sa proche périphérie. La cartographie qui accompagne le rapport n'illustre que les eskers observés, en plus de présenter les sites où des stries ont été mesurées. Selon les secteurs, l'orientation des stries varie entre 175° et 195°. Il note que le till est relativement épais par endroit, pouvant former des buttes et monticules.

Laverdière (1971) propose un inventaire des écrits portant sur la dispersion des erratiques d'origines sédimentaires du lac Mistassini dans la région de Chibougamau. Il y explique l'importance de l'étude de la dispersion glacio-sédimentaire pour la localisation de certains affleurements de minerais. Il documente également les quelques endroits où furent retrouvés des dolomies de Mistassini, lesquels suggèrent un écoulement glaciaire vers le SSO.

Dans la région de Chibougameau, Martineau (1984) décrit les différentes formes et dépôts quaternaires retrouvés dans la région en plus d'en donner les caractéristiques granulométriques. Les stries glaciaires relevées sont généralement orientées vers le sud-ouest. Il ajoute quelques informations sur le lac Ojibway, relatant les écrits de Vincent et Hardy (1977). Ces derniers ont émis l'hypothèse d'une vidange du lac à partir de 7900 ans <sup>14</sup>C BP, soit la date de la construction de la Moraine de Sakami.

Bouchard et Martineau (1984) ont étudié les directions d'écoulement glaciaire et la dispersion glacio-sédimentaire des erratiques en provenance des Formations de Chibougamau et d'Albanel. À partir de l'inventaire des stries, ils dénombrent trois directions d'écoulement glaciaire: la plus ancienne à 120°, la phase majeure vers le 215° et finalement une direction éphémère associée à la déglaciation et orientée vers le 180°. La phase majeure (vers le 215°) se reflète dans l'orientation des drumlinoïdes. Les comptages pétrographiques effectués sur des blocs de 35 à 100 cm de diamètre permettent de conclure que la concentration des erratiques de la Formation d'Albanel décroît de 20% à 30 km de la source; que la décroissance de la concentration est beaucoup plus faible avec les erratiques de la Formation

de Chibougamau, où l'on observe une décroissance de 2% à 35 km de la source. Cette différence serait explicable par la distribution des affleurements.

Prichonnet *et al.* (1984) documentent deux écoulements glaciaires majeurs dans la région de Chibougamau. Ils notent un ancien mouvement orienté vers le SE (125°) observé sur 16 sites et un mouvement plus récent vers le SSO appuyé par la dispersion des erratiques sédimentaires de Mistassini, des formes fuselées (91 sites) et des stries (81 sites). Leur travail présente aussi les caractéristiques physiques et granulométriques des différents dépôts quaternaires, en plus de faire une synthèse lithostratigraphique. Ils suggèrent également une altitude maximale de 445 m pour le lac Ojibway, basée sur l'observation de till délavé à plusieurs endroits dans le canton de Lemoine.

Bouchard et Martineau (1985), toujours dans la région de Chibougamau, poursuivent leur investigation d'un ancien mouvement glaciaire orienté vers le SE. Cet écoulement orienté vers le 120° peut être observé à plusieurs endroits. Pour l'expliquer, ils émettent l'hypothèse d'un centre d'écoulement majeur localisé sur la baie James, voire une partie de la baie d'Hudson. La très faible altération météoritique observée sur ces surfaces striées leur font attribuer ce mouvement à la dernière glaciation wisconsinienne.

Bisson (1987) a rédigé un mémoire de maîtrise sur la géologie quaternaire du canton de Scott, près de Chibougamau. Il associe l'orientation SSO de l'écoulement glaciaire à la phase majeure régionale. Des stries héritées d'un ancien mouvement ESE aurait été aussi observées. Il présente une cartographie complète des dépôts quaternaires qui souligne la présence de nombreuses moraines et formes fuselées. La limite maximale du lac Ojibway est fixée à environ 442 m, altitude déterminée à partir des observations de Norman (1938), Martineau (1984), et Prichonnet *et al.* (1984). Il estime que la région a été déglacée avant 7600 ans B.P.

Dans la région des lacs Rohault et Boisvert, au sud du lac Chibougamau, De Corta (1989) décrit des marques d'érosion glaciaire vers le SSO et présente aussi un mouvement ancien vers le SE. Il estime à environ 425 m la limite maximale des eaux du lac Ojibway pour le secteur.

Prichonnet et Beaudry (1990) proposent un écoulement glaciaire d'orientation nord-sud dans le secteur de Chibougamau. Précédemment observé et catégorisé comme un mouvement tardif, Prichonnet et Beaudry établissent une toute nouvelle chronologie des écoulements glaciaire du secteur: le plus ancien mouvement est orienté vers le SE, le deuxième écoulement est associé à ce nouveau mouvement nord-sud et le troisième écoulement, orienté vers le SO, est catégorisé comme le mouvement régional majeur de l'Inlandsis laurentidien. Finalement, on attribut le dernier mouvement à des écoulements tardifs, engendrés lors de la déglaciation.

Veillette et Pomares (1991) poursuivent l'étude des écoulements glaciaires anciens dans le secteur de Matagami-Chapais et notent la présence de stries vers le NO dans le secteur des lacs Goéland et Matagami. Il a été proposé par le passé que le mouvement SE, observé à plusieurs reprises dans la région de Chibougamau-Chapais, soit associé à un centre de dispersion au dessus de la baie James. Veillette et Pomares (1991) proposent plutôt de mettre en relation cet écoulement SE avec l'écoulement NO de Matagami, et proposent l'existence d'une ligne de partage des glaces au dessus de la réserve autochtone de Waswanipi.

En 2004, Paradis présentent une nouvelle cartographie des dépôts quaternaires. Il s'agit de 4 feuillets à l'échelle 1:100 000, correspondant aux feuillets SNRC 32G (Paradis, 2004a; 2004b; 2004c et 2004d). Ces feuillets sont synthétisés en une carte d'échelle 1:250 000 (Paradis, 2010). On y trouve l'ensemble des dépôts et formes quaternaires du secteur. La carte du Lac Caopatina est à seulement quelques kilomètres de l'extrémité nord de la zone d'étude.

Plus au sud, Simard *et al.* (2003) propose un schéma de la déglaciation sur un transect est-ouest suivant le prolongement de la moraine de Mars-Batiscan à partir de La Tuque, vers la Ceinture morainique de Cartier en Ontario. On observe que les milliers de tronçons morainiques compilés sont majoritairement est-ouest ou légèrement ENE-OSO. Ils ont établi un taux moyen de recul de 110 m/an pour la largeur du transect étudié, résultat basé sur l'hypothèse que les moraines de largeur métriques étaient annuelles. Ils suggèrent que la section aurait pris environ 600 ans pour se libérer des glaces.

Veillette (2004) a couvert le secteur du réservoir Gouin dans le cadre d'une vaste étude, s'échelonnant entre 1997 et 2003, qui visait à étudier les écoulements glaciaires. La superficie couverte par cette étude est d'environ 230 000 km<sup>2</sup> soit du réservoir Manicouagan sur la Côte-Nord, jusqu'à la ville d'Amos en Abitibi, en passant par la ville de Mont-Laurier, le réservoir Gouin, la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean et le village de Némiscau. On y présente les résultats d'une étude systématique de la dispersion des erratiques sédimentaires en provenance du lac Mistassini, du lac Albanel et des monts Otish, ainsi qu'une compilation des stries pour l'ensemble du territoire couvert. Les stries mesurées au réservoir Gouin indiquent un écoulement généralement orienté vers le sud, avec une légère tendance vers le sud-ouest. Il précise avoir trouvé un ancien mouvement vers le sud-est dans le secteur de Parent. Il ajoute que l'ensemble des lithologies étudiées pour la dispersion des erratiques étaient présentes sur les rives du réservoir. Il remarque l'état de météorisation avancée sur plusieurs des dolomies de Mistassini recensées. Il conclut que l'Inlandsis laurentidien s'est écoulé en trois phases majeures : d'abord vers le nord-ouest à partir du lac Mistassini, ensuite vers le sud-est, toujours à partir d'un centre de dispersion au lac Mistassini et enfin, lors de la déglaciation, selon un patron d'écoulement radial suivant la forme d'un éventail. Ces travaux précisent le patron d'écoulement préalablement établis pour ce secteur de l'inlandsis (Veillette *et al.*, 1999).

Pour terminer, il existe très peu de littérature portant sur les paléolacs du sud du Bouclier canadien. Les épisodes glaciolacustres post-Algonquin des lacs Barlow (Wilson, 1918) et Ojibway (Coleman, 1909) sont certainement les plus documentés. Ces lacs proglaciaires ont envahi les Basses-terres de la baie James de même qu'une partie des Laurentides au début de l'Holocène. Plusieurs auteurs tels que Vincent et Hardy (1977 et 1979), Veillette (1983; 1988; 1994 et 1996), et Daigneault et Prichonnet (1988) se sont penchés sur ces événements de l'histoire de la déglaciation de l'Inlandsis laurentidien. Ces études ont permis de comprendre la mise en place, d'identifier les différentes phases, de connaître l'étendue maximale, en plus de documenter le drainage de ces imposantes étendues lacustres. Veillette (1994; 1996) établit les altitudes maximales atteintes par les eaux des lacs glaciaires Barlow (380m) et Ojibway (457 m), dont il estime la durée à 2110 ans. Le drainage final vers la Mer de Tyrell est daté à 8 ka BP. Deux autres ouvrages portent sur l'étude de lacs proglaciaires

sur le Bouclier. Caron (2007) a documenté l'existence d'un lac proglaciaire dans la vallée de la rivière du Lièvre. À partir de l'analyse et du comptage des rythmites retrouvées dans la région de Mont-Laurier, il émet l'hypothèse d'un lac ayant recouvert la vallée durant environ 350 ans. Fleury (2008) a étudié la succession de lacs proglaciaires qu'a connu la région de Saint-Michel-des-Saints. Elle a ainsi identifié trois phases glaciolacustres; elle estime que la dernière (phase Taureau) a été la plus étendue et a existé durant près de 140 ans.



## CHAPITRE II

### MÉTHODOLOGIE

#### 2.1 Introduction

L'avènement des images prises en vue aérienne a changé les méthodes d'étude du Quaternaire. D'abord utilisé à des fins militaires, l'usage de la photographie aérienne s'est ensuite rapidement répandue en sciences naturelles, devenant notamment l'outil de prédilection pour l'analyse géomorphologique du territoire (Gagnon, 1974). La cartographie des dépôts meubles est également basée sur l'interprétation de photographies aériennes. On utilise traditionnellement des photographies d'échelle 1: 40 000 ou 1: 15 000, tout dépendant du niveau désiré de détails. C'est à partir des observations effectuées en vue aérienne que les reliefs et les différentes unités lithostratigraphiques sont identifiées et délimitées. La particularité de ce mémoire de recherche réside dans l'utilisation d'une toute nouvelle méthode d'interprétation des formes et des dépôts quaternaires. On cherche ici à faire une interprétation géomorphologique d'échelle régionale à partir d'un modèle numérique de terrain (MNT) créé au moyen de données LiDAR aéroportées, suivant une méthodologie d'interprétation basée sur des clefs d'identification semblables à celles utilisées avec des photographies aériennes. Cette interprétation sert de base pour la cartographie des unités lithostratigraphiques sur l'ensemble du territoire et la définition des vestiges associés à la présence de lacs d'obturation glaciaire. Ce chapitre méthodologique est subdivisé en quatre parties: 1) les données LiDAR et la création du modèle numérique de terrain; 2) la campagne de terrain; 3) les analyses en laboratoire; et 4) la mise en carte des données. La méthodologie utilisée pour reconstituer l'histoire des lacs d'obturation glaciaire sera présentée dans un chapitre distinct traitant de ce sujet.

## 2.2 Les données LiDAR et la création du modèle numérique de terrain

### 2.2.1 Définition et aspects techniques du LiDAR

L'appellation LiDAR est l'acronyme de *Light Detection and Ranging*. Le LiDAR est une technologie d'altimétrie laser à balayage servant à faire des mesures altimétriques de hautes précisions. Les premiers balbutiements ayant mené à son développement remontent aux années 1970 (Ackermann, 1999; Mallet et Bretar, 2009). Le LiDAR est utilisé afin « de créer rapidement des échantillons denses de mesures altimétriques [...] sous forme de nuages de points tridimensionnels » (St-Onge, 2005; p. 532). Par cette technologie, il est possible de prendre une très grande densité d'observations, allant jusqu'à plusieurs mesures par mètre carré, ce qui est largement supérieur à la capacité d'échantillonnage des autres méthodes de mesures altimétriques traditionnelles. On utilise donc le LiDAR afin de construire une représentation numérique d'un territoire se rapprochant le plus possible de la réalité.

La technologie d'acquisition de données LiDAR comprend un télémètre à laser pulsé et un capteur électro-optique, un miroir de balayage, un GPS différentiel avec base terrestre (DGPS) et une unité de contrôle et d'enregistrement (St-Onge, 2005). Ces appareils sont habituellement aéroportés, le plus souvent à partir d'un avion. On utilise parfois l'hélicoptère, mais l'avion permet de survoler rapidement une plus vaste étendue de territoire. Une impulsion laser, généralement infrarouge, est d'abord envoyée vers le sol. La largeur du faisceau laser lors du contact avec le sol varie normalement de 24 à 60 cm de diamètre (Hodgson et Bresnahan, 2004). Le rôle du miroir à balayage consiste à dévier le signal original à la manière d'un éventail, de manière à couvrir une plus large surface au sol. L'angle de balayage oscille normalement autour de 20°, ne dépassant que rarement les 30° (Ackermann, 1999). Il semble qu'un plus grand angle nuirait à l'efficacité de l'échantillonnage, particulièrement dans les terrains à forte inclinaison (Kraus et Pfeifer, 1998; Hodgson et Bresnahan, 2004). Au contact d'une surface, l'impulsion laser est réfléchie vers l'avion et ce signal laser est alors reçu par le capteur électro-optique. On peut alors connaître la valeur altimétrique du point de contact avec la surface touchée en calculant le temps écoulé entre le moment précis de l'impulsion laser et celui de la captation du signal réfléchi (Webster *et al.* 2006). Il est donc primordial de connaître en permanence et le plus

exactement possible, le positionnement spatial de l'aéronef. C'est la raison pour laquelle on utilise un DGPS, permettant de calculer précisément la position de l'avion. L'unité de contrôle enregistre ainsi en continu les données du DGPS, en plus d'assurer le calcul des différents angles de tangage, de roulis et de lacets produit par l'aéronef lors du vol (St-Onge, 2005). Toutes ces données sont enregistrées et accompagnées d'une signature temporelle. On fait par la suite un post-traitement des données, qui consiste à synchroniser l'ensemble de ces enregistrements afin d'optimiser la précision des altitudes échantillonnées. En procédant ainsi, on obtient des lectures altimétriques dont la marge d'erreur de l'axe z demeure sous les 25 cm (Baltsavias, 1999; Hodgson et Bresnahan, 2004). L'exactitude des mesures est influencée notamment par la netteté du signal de retour, ce dernier étant lui-même dépendant de la densité du couvert végétal. Lorsque l'impulsion laser entre en contact avec plusieurs objets avant d'atteindre le sol, l'appareil enregistre les différents retours de signal. Il enregistre d'abord le premier retour, souvent associé à la canopée en milieu forestier. Il peut par la suite détecter des signaux intermédiaires pouvant être associés à différents étages de végétation. Le dernier retour est finalement enregistré lorsque le laser atteint la dernière surface sur laquelle il sera réfléchi, ce signal correspond normalement au contact avec le sol. On doit par la suite filtrer ces données afin d'en diviser les premiers et derniers retours de manière à faire deux nuages de points distincts. C'est le nuage de points du dernier retour qui servira à la construction du MNT (Kraus et Pfeifer, 1998). L'ensemble des aspects et paramètres techniques relatifs à la calibration de l'appareil et aux logarithmes utilisés pour filtrer les données peut se trouver dans les articles de Baltsavias (1999), Wehr et Lohr (1999) et Mallet et Bretar (2009).

### 2.2.2 Les applications du LiDAR

L'avantage majeur du LiDAR réside dans sa capacité à mesurer les altitudes réelles du sol, sans égard à la végétation. Son haut pouvoir de pénétration au travers du couvert végétal permet de construire des MNT à très haute résolution et dont l'exactitude altimétrique est incomparable (St-Onge, 2005). La barrière visuelle que constituait autrefois la forte densité végétale d'un territoire sur photographie aérienne devient alors inexistante.

Les recherches portant sur l'analyse des reliefs terrestres se font depuis longtemps par le biais de photographies aériennes, et avant à partir de cartes topographiques. L'éloignement des courbes topographiques de ces dernières, dans les secteurs à faibles pentes, peut rapidement devenir limitatif (St-Onge, 2005). Les photographies aériennes sont quant à elles très efficaces. On note cependant les limites de leur utilisation, particulièrement dans les secteurs à forte densité végétale où les reliefs d'échelles métriques peuvent parfois être impossibles à distinguer sous la canopée. Le LiDAR apparaît donc comme un instrument essentiel à l'étude des phénomènes naturels puisqu'il permet d'atteindre un niveau de précision jusqu'à présent inégalé (Smith *et al.*, 2006). De façon globale, l'accès à un outil aussi performant pour l'analyse géomorphologique s'est reflété par la multiplication des études et publications en faisant l'usage (Remondo et Oguchi, 2009). Parmi toutes ces études, on note un nombre grandissant de travaux touchant différents aspects de la géologie quaternaire, qu'il s'agisse de l'analyse du modelé glaciaire et postglaciaire, que de l'étude des dépôts meubles. Au cours des dernières années, le raffinement continu des méthodes de traitements de données LiDAR a permis la réalisation de MNT extrêmement précis qui ont été utilisés à différentes fins: étude sur l'analyse du ravinement le long des chenaux à la tête d'un bassin versant (Vianello *et al.* 2009); étude de l'érosion produite par les utilisateurs de sentiers pédestres ou de véhicules récréatifs (Kincey et Challis, 2010) et étude des risques d'éboulement le long d'un versant (Lan *et al.* 2010).

Parmi toutes les études portant spécifiquement sur la géologie quaternaire, certaines méritent d'être cités. Un ouvrage majeur est très certainement l'étude de Smith *et al.* (2006) qui propose une comparaison entre sept MNT de différentes provenances et de résolutions variables, confrontés à des observations terrains provenant de travaux antérieurs. Cette étude fait partie des premières recherches à avoir accomplie une telle analyse comparative et est devenue, en quelque sorte, un ouvrage de référence. Les conclusions de cette étude sont claires: le LiDAR s'est avéré l'outil le plus performant, allant même jusqu'à servir d'étalon pour la comparaison des autres MNT. D'autres travaux ont également utilisé le LiDAR afin de cartographier les caractéristiques des dépôts superficiels. On peut penser à l'étude de Hinke et Wittkop (2007) qui ont utilisé un MNT LiDAR afin de cartographier les affleurements rocheux et les chenaux d'eau de fonte dans une vallée de l'état du Wisconsin

(É.-U.). Webster *et al.* (2006) ont aussi fait plusieurs études géologiques sur les côtes de la Nouvelle-Écosse, intégrant au passage différentes observations sur la nature des dépôts quaternaires, notamment la répartition des unités d'origine glaciaire. Salcher *et al.* (2009) ont quant à eux réalisé des travaux de cartographie des formes glaciaires de la portion autrichienne du piedmont du glacier de Salzach: ils y identifient les différents systèmes morainiques, les drumlinoïdes, les plaines d'épandage et les chenaux d'eaux de fonte associés. Chiverrell *et al.* (2008), tout comme pour notre étude, ont complété une cartographie géomorphologique à partir du LiDAR, associant la nature des dépôts superficiels à la stratigraphie quaternaire de la vallée de Ribble, dans la région de Lancashire en Grande-Bretagne. Finalement, l'étude de Pawley et Atkinson (2010) a particulièrement attiré notre attention. Ces derniers empruntent une démarche semblable à celle utilisée dans le cadre de la présente recherche, soit l'utilisation d'un MNT LiDAR pour faire la cartographie des dépôts meubles quaternaire d'un vaste territoire localisé au nord-est de l'Alberta. Tout comme dans ce mémoire, cette région est localisée dans la forêt boréale, sous un couvert végétal dense, et on y souligne la présence de vestiges associés à l'existence d'un lac d'obturation glaciaire de grande étendue.

### 2.2.3 Caractéristiques des données LiDAR utilisées dans la présente étude

La campagne de survol de la région d'étude pour l'échantillonnage LiDAR a été effectuée par LaserMap Inc. à l'automne 2007. Le post-traitement des données a été complété par Viasat Géotechnologies. La densité des points classifiés comme dernier retour oscillent entre 0,1 et 0,2 points/ m<sup>2</sup>. L'exactitude des mesures d'altitude des points échantillonnés par le LiDAR varie suivant une marge d'erreur de 2 à 25 cm selon le secteur. La variation de la marge d'erreur est principalement attribuable à la densité du couvert végétal. Certains secteurs à forte densité végétale ont eu un nombre de points au sol échantillonné réduit. L'interpolation entre chacun des points devient alors plus grande, augmentant du même coup la marge d'erreur du MNT entre chacune des mesures. À l'inverse, la marge d'erreur est beaucoup plus mince dans les secteurs sans végétation. Pour faciliter les différents traitements des données, le modèle numérique de terrain nous a été transmis avec une résolution de 1 m/pixel.

#### 2.2.4 La création du modèle numérique de terrain

Afin de procéder à l'interprétation géomorphologique du terrain d'étude, le MNT a été traité à partir du logiciel ArcGIS 9.3 en créant un *hillshade* à partir de l'outil d'analyse de surface. Il s'agit d'un logarithme permettant de créer un ombrage, lequel fait ressortir les différents aspects du relief. Cet outil nous permet de prédéfinir certains paramètres, comme l'angle et l'azimut de la source de lumière. Il est à noter que nous avons préalablement faits quelques tests avec différents angles et azimuts. Pour les besoins de cette étude, nous avons finalement opté pour un angle de 45° couplé à un azimut NO de 315°, soit les réglages utilisés par défaut par ArcGIS. Il s'est avéré que ces paramètres permettent une analyse adéquate du territoire. L'exagération du plan z fait aussi partie des paramètres à prédéfinir. Dans le cas d'une région ayant peu de relief ou lorsque l'on utilise un MNT de faible résolution, on augmentera le facteur d'exagération afin d'en faire ressortir le plus possible les aspects géomorphologiques. Après quelques essais, nous avons conclu qu'une exagération verticale était inutile vu la couverture à très haute résolution. L'image obtenue a l'avantage d'avoir les dimensions fidèles à la réalité, permettant ainsi des analyses géomorphologiques plus justes.

#### 2.2.5 Interprétation

L'interprétation à partir d'un MNT LiDAR se base sensiblement sur les mêmes critères de différenciation, aussi appelées clefs d'interprétation (Gagnon, 1974), que ceux utilisés pour l'analyse de photographies aériennes. Selon Gagnon (1974), sept clefs d'interprétation permettent de décortiquer et comprendre le territoire à partir de photographies aériennes. Ces sept clefs sont les bases de l'interprétation du territoire. Nous présentons au tableau 2.1 les similarités et les différences entre l'interprétation par photographie aérienne et l'interprétation d'un MNT LiDAR. Le MNT a été traité afin d'obtenir un *hillshade* qui génère un effet d'ombrage, à partir duquel la comparaison entre les deux méthodes est faite.

**Tableau 2.1**

Comparaison des clefs d'identification géomorphologique entre la photographie aérienne et un MNT LiDAR.

	Photographie aérienne	MNT LiDAR
Forme	×	✓
Taille	×	✓
Teinte	×	
Texture	×	
Arrangement	×	✓
Ombre	×	✓
Effet stéréoscopique	×	✓

Le MNT LiDAR, par sa très haute densité de points, permet de représenter fidèlement et de façon précise, la forme et la taille des éléments du relief, de la même manière que les photographies aériennes. Cependant, le LiDAR offre de plus la possibilité de représenter le relief sans végétation, ce qui produit des reliefs avec des formes et tailles plus réalistes. Il s'agit d'un avantage important dans un contexte où l'épaisse canopée cache très souvent une multitude de formes d'échelles métrique ou décamétriques, qui sont une source d'informations pertinentes pour une interprétation géomorphologique fine. Pour le critère d'ombrage, on doit apporter la nuance qu'il s'agit bel et bien d'un ombrage artificiel, strictement basé sur un logarithme. En contrepartie, il devient intéressant de pouvoir décider de l'angle et de la direction de la lumière pour mieux faire ressortir certaines formes et ainsi faciliter leur interprétation.

Quelques particularités dans les clefs d'interprétation par photographie aérienne peuvent cependant s'avérer différentes ou carrément inexistant pour le MNT LiDAR. Tout d'abord, les variations de teintes des photographies permet généralement de différencier une multitude d'éléments géomorphologiques, dont le socle rocheux, les dépôts meubles ou le type de végétation (Gagnon, 1974). Le MNT LiDAR est monochrome, présentant qu'une seule teinte de gris, ce qui est d'ailleurs une limitation majeure. Pour ce qui est de la notion de texture, celle-ci n'est pas complètement inexistante avec le LiDAR. En effet, bien que les textures puissent être très variables et qu'elles permettent d'identifier plusieurs éléments sur les photographies, il n'en demeure pas moins qu'il existe également des textures sur le MNT LiDAR. La très haute précision du MNT permet de donner une certaine texture selon la nature des types de dépôts. On peut donner comme exemple la texture lisse des plans d'eau, le caractère légèrement bosselé des zones de till mince (Tm) et de roc (R) ou la texture dessinant de fines vaguelettes dans les tourbières (O; appendice A). La notion de texture sera analysée et traitée plus en détail dans le chapitre IV qui porte sur la lithostratigraphie des dépôts cartographiés. Finalement, le dernier élément de différence est l'effet stéréoscopique, bien qu'il soit important de soulever deux nuances majeures. Premièrement, contrairement à la photographie aérienne, le MNT LiDAR a l'avantage de représenter le territoire avec une exagération verticale prédéfinie. Dans le cas du territoire à l'étude, le *hillshade* a été défini suivant un facteur de un, donc une exagération verticale représentant les hauteurs réelles. L'ombrage sert alors à simuler le volume des objets, créant un effet de troisième dimension, lequel s'avère adéquat pour l'interprétation géomorphologique. Deuxièmement, la disponibilité récente d'ordinateur muni de système de visualisation en 3D donne désormais la possibilité de voir en stéréoscopie à partir d'un MNT LiDAR. Il est toutefois important de noter que cette technologie n'a pas été utilisée lors de la réalisation de ce travail. Enfin, contrairement à la photographie aérienne, le MNT LiDAR a l'avantage majeur de permettre l'acquisition rapide (un clic de souris) d'une mesure d'altitude d'un point précis avec une marge d'erreur décimétrique pour l'ensemble du territoire couvert. C'est d'ailleurs cette possibilité d'obtenir rapidement des altitudes aussi précises qui rend le MNT LiDAR particulièrement intéressant pour l'interprétation géomorphologique. C'est le cas notamment pour l'identification des vestiges associés à des paléolacs ou des invasions marines, dans des régions lointaines à accès limité ou carrément inexistant.



### 2.3 Campagne de terrain

Les travaux sur le terrain d'étude se sont échelonnés sur une période de trois semaines. Cette campagne de terrain avait comme objectif de recueillir le plus d'informations possibles afin de valider l'interprétation préliminaire du MNT LiDAR. Le territoire d'étude a donc été sillonné en empruntant l'ensemble des routes et sentiers carrossables. Les points d'observations visités peuvent être visualisés sur la carte synthèse de la campagne de terrain (appendice B).

#### 2.3.1 Analyse des dépôts meubles

La campagne de terrain a permis de vérifier l'interprétation préliminaire de la nature et de l'étendue des différentes unités lithostratigraphiques identifiées par l'analyse du MNT LiDAR. Nous avons également procédé à une description systématique des coupes observées dans la région afin de caractériser les unités quaternaires. Les unités présentes ont été analysées conformément à la démarche d'observations des faciès établie par Evans et Benn (2004), soit par l'examen des traits suivants: la taille des sédiments, les structures sédimentaires (types et mesures de paléocourants lorsque possible), les structures de déformation, les inclusions, les fossiles, l'épaisseur des lits, la géométrie des lits, en plus de documenter les contacts entre les unités.

#### 2.3.2 Analyse des microformes d'érosion

Tous les affleurements rocheux observés le long des accès routiers ont été systématiquement analysés afin de déceler la présence de micros et mésoformes d'érosion glaciaire. Nous avons ainsi mesuré l'orientation des stries, des cannelures et des stries en tête de clou, des sillons, des trains de broutures, des marques en croissant, en plus de celle des faces d'arrachages des roches moutonnées et les rochers dissymétriques. Ces mésoformes, tout comme les stries en tête de clou et les marques en croissant, ont permis de définir le sens (direction) de l'écoulement glaciaire. Les affleurements rocheux ont été systématiquement mouillés afin de permettre de déceler les plus fines marques d'érosion, parfois imperceptibles sur une surface

sèche (Flint, 1971). Bien que certains affleurements étaient parfois fortement altérés, des minéraux plus résistants comme le quartz permettaient occasionnellement de préserver les très fines marques d'érosion. Les gneiss à forte proportion de quartz ont été particulièrement utiles à cet égard.

### 2.3.3 Fabrication de till

La fabrication de till consiste à mesurer l'orientation et le pendage des clastes pris à l'intérieur de la matrice d'un till. Les clastes mesurés doivent avoir un profil généralement allongé, soit en *flatiron* ou en ogive. Les galets dont l'axe *a* (axe le plus long) est une fois et demi plus grand que l'axe *b* (axe en largeur), qui lui-même est une fois et demi plus grand que l'axe *c* (axe en épaisseur), ont généralement tendance à se disposer de manière préférentielle dans la matrice du till (Mark, 1974). Les clastes vont ainsi s'orienter en relation avec la direction d'écoulement de la glace et la dynamique générale du glacier, permettant même la classification des tills selon les résultats obtenus (Mark, 1974). La zone d'échantillonnage a été limitée à environ 1 mètre carré sur une coupe de till. On a mesuré ensuite l'orientation et le pendage des axes *a* et *b* des clastes allongés. La littérature propose de mesurer 50 clastes pour atteindre un échantillonnage valable (Mark, 1974), cependant des contraintes de temps nous ont obligé à revoir ce nombre à 30. Les résultats ont été compilés à l'aide du logiciel *StereoNet*, lequel a permis de calculer l'orientation et le pendage de l'axe *c*. C'est à partir des axes *a* et *c* qu'il a été ensuite possible d'interpréter les résultats et de définir les tendances spatiales qu'ont pris les clastes à l'intérieur de la matrice. Les résultats sont présentés dans un graphique de type stéréonet.

### 2.3.4 Comptage pétrologique

Le comptage pétrologique est une méthode utilisée depuis fort longtemps pour reconstruire les patrons de transport glaciaire (Benn et Evans, 2010; p. 673). En effet, cette méthode d'analyse de la dispersion glacio-sédimentaire permet de connaître de façon quantitative, la dispersion des débris rocheux et de définir ainsi les directions de transport glaciaire.

Les lithologies pouvant servir de traceurs géologiques sont plutôt rares pour le secteur du réservoir Gouin en raison de la nature homogène du substrat rocheux de la zone. Toutefois, le fort métamorphisme régional du roc, aux traits granito-gneissiques, devient un avantage qui permet de facilement les distinguer des erratiques lointains. Veillette (2004), dans une étude régionale sur les écoulements glaciaires au nord du fleuve Saint-Laurent, a utilisé des traceurs protérozoïques en provenance de la Province du Supérieur. Puisque ces erratiques lointains sont présents dans la région d'étude, nous avons tenté de raffiner localement cette étude de dispersion en suivant une méthodologie analogue et en utilisant ces mêmes erratiques. Ces fragments rocheux proviennent d'une ceinture volcano-sédimentaire localisée à plus de 100 km au nord du terrain d'étude, dans les secteurs de Chibougamau et du lac Mistassini. Tout comme Veillette (2004), nous avons effectué des comptages sur les fragments rocheux dont la taille était supérieure à 5 cm et distingué les lithologies suivantes: les tillites et les varvites de la Formation de Chibougamau, les grès et conglomérats des Formations de Papaskwasati et de Cheno, et les dolomies et dolomies à stromatolithes de la Formation d'Albanel. Treize sites de comptages ont été choisis afin de couvrir l'ensemble de la zone d'étude. Il s'agit de coupes de till, utilisées comme banc d'emprunt pour la construction de routes forestières. Un périmètre de 5 mètres par 5 mètres a été prédéfini pour chacun des sites d'échantillonnage et un comptage de 1000 cailloux y a été effectué. Les résultats des comptages sont présentés dans l'appendice C.

## 2.4 Analyses en laboratoire

### 2.4.1 Analyse granulométrique

Afin de définir la répartition granulométrique de la matrice (< 2mm) des échantillons, ces derniers ont d'abord été séchés à l'aide d'une étuve pour une période de 24h à faible température (50°C). Les échantillons ont ensuite été délicatement broyés à l'aide d'un mortier afin de briser les agrégats et de décoller les particules fines collées sur les grains de sables ou de graviers. Ils ont par la suite été passés dans un tamis à maille de 2 mm afin de séparer la fraction fine (< 2mm) de la fraction grossière (> 2mm).

Une quantité de 50g de matériel pour les dépôts grossiers et de 30g dans le cas de matériaux fins comme les silts et les argiles a ensuite été prélevée. Puisque tous les sédiments à analyser ont été échantillonnés dans l'horizon pédologique «C» et que la présence de matières organiques à cette profondeur est négligeable, nous n'avons pas soumis les échantillons à un pré-traitement au peroxyde d'hydrogène. Les échantillons ont été traités ensuite au pyrophosphate de sodium (concentration de 48g/1000ml), lequel agit comme défloculant sur les sédiments de moins de 63 $\mu$ m. Suite à cette manipulation, les échantillons ont subi un tamisage humide afin de séparer les fractions fines (silts et argiles < 63 $\mu$ m), de la fraction grossière (sables > 63 $\mu$ m). Les sédiments grossiers ont ensuite été séchés et déposés dans une colonne de tamis afin d'en séparer les différentes fractions. Les mailles des tamis utilisés étaient de 1,0 mm, 500  $\mu$ m, 250  $\mu$ m, 125  $\mu$ m et 63  $\mu$ m. Les fractions recueillies dans chacun des tamis ont ensuite été pesées. Les particules fines ont quant à elles été analysées à l'aide d'un granulomètre laser (Sédigraphe Fritsch GmbH). Enfin, les courbes résultantes des analyses des fractions grossières (> 63 $\mu$ m) et des fractions fines (< 63 $\mu$ m) furent jumelées à l'aide du logiciel Analysette 22 de Fritsch.

#### 2.4.2 Datation par luminescence optique (IRSL)

Un des objectifs de cette recherche étant de définir l'histoire glaciaire et postglaciaire du secteur d'étude, nous avons voulu connaître l'âge de sa déglaciation. Pour ce faire, nous avons utilisé la méthode de datation par luminescence optique (IRSL), laquelle détermine le moment à partir duquel un sédiment minéral a été exposé à la lumière du soleil pour la dernière fois (Huntley et Lamothe, 2001). Les plages, les cordons littoraux et les deltas associés au développement de plusieurs lacs proglaciaires de la région offrent un potentiel intéressant pour cette méthode. Puisque ces lacs se sont développés en contact avec le front de l'inlandsis, les littoraux et deltas qui leurs sont associés peuvent permettre d'approximer le moment de mise en place durant la déglaciation.

Trois dépôts associés à d'anciens littoraux ont été échantillonnés. Nous avons premièrement échantillonné un faciès littoral dans le secteur NE du lac Magnan (arrêt 4S9, appendice B), à

une altitude de 412 m, soit environ 9 mètres au-dessus du niveau actuel du réservoir Gouin (403 m). Un deuxième échantillon a été recueilli dans des sédiments littoraux recouvrant un delta (arrêt 9S13, appendice B), à moins d'un kilomètre au SSE du lac Bell (altitude de 487 m). Un dernier échantillon a été prélevé dans la partie supérieure de dépôts littoraux (arrêt 17S9, appendice B), localisé à environ 2 kilomètres au SE du lac Micta Nimepar (altitude de 430 m). La démarche d'échantillonnage, de préparation et de traitement des échantillons fut complétée conformément au protocole interne de préparation des sédiments meubles pour datation par la luminescence (inédit) développé par le laboratoire Lux du GEOTOP de l'UQAM où toutes les manipulations et analyses ont été complétées.

La luminescence optique est basée sur la mesure d'électrons piégés dans les défauts cristallins des feldspaths et des quartz pour déterminer le moment où le minéral a été exposé à la lumière du soleil pour la dernière fois. Les anomalies cristallines présentes dans les minéraux de feldspath et de quartz agissent à la manière d'une trappe. La présence dans l'environnement d'éléments radioactifs occasionne la production d'électrons qui proviennent de la décroissance radioactive de certain élément (K, N, Th). Une partie de ces électrons se logent dans ces déformations cristallines, où ils resteront prisonniers jusqu'à ce qu'ils soient à nouveau exposés à une source de rayonnement. C'est ce que l'on nomme la remise à zéro (Huntley et Lian, 1999). La méthode utilise donc ces électrons piégés, à partir desquels on cherche à connaître la quantité de rayonnement absorbé, en relation avec le taux de rayonnement ambiant dans l'environnement sédimentaire (Hunley et Lian, 1999). En laboratoire, on stimule le minéral afin de reproduire les conditions de rayonnement similaires à l'exposition solaire originel, de manière à créer à nouveau un déplacement d'électrons appelé transfert de charge (Huntley et Lian, 1999). C'est ce transfert de charge, engendré par une source de radiation contrôlée, qui émettra la luminescence, donc le signal mesuré permettant de connaître l'âge du sédiment (Duller, 2004). Le feldspath, minéral utilisé pour la datation au laboratoire Lux, doit être analysé différemment. Il a été observé que l'intensité du signal de luminescence émit par les feldspaths stimulés avait tendance à décroître de façon linéaire, en relation avec le temps écoulé depuis le rayonnement initial par le soleil (Huntley et Lamothe, 2001). Cette décroissance du signal, aussi appelée *anomalous fading* ou seulement *fading*, est connue et quantifiable. Les résultats de luminescence sont ainsi corrigés

afin de tenir compte du *fading*. Pour connaître les principes de base de la méthode de datation par luminescence optique, il est possible de consulter les publications de Lamothe (1996) et de Huntley et Lian (1999). Les travaux concernant la méthode de calcul du *fading* se retrouvent dans Huntley et Lamothe (2001).

La méthode de datation par luminescence optique offre théoriquement la possibilité de dater plusieurs types de faciès. Les sédiments déposés dans les environnements littoraux, qu'ils soient d'origine marines ou lacustres, offrent un bon potentiel de remise à zéro (Huntley et Lamothe, 2001). Ils ont toutefois le défaut d'être composé d'un amalgame de particules dont seulement une partie a été remis à zéro correctement, rendant plus complexe la datation de ce type de faciès (Lamothe, 1996). Une mauvaise remise à zéro causera une surestimation de l'âge (Huntley et Lian (1999). Ce phénomène est causé par une présence d'une double paléodose; une dite «héritée», et d'une seconde appelé «post-sédimentaire». C'est d'ailleurs l'éventualité d'une mauvaise remise à zéro qui a justifié des échantillonnages sur différents littoraux, augmentant ainsi nos chances d'avoir un échantillon propice à la production d'une date fiable. Sur les trois littoraux échantillonnés, un seul a présenté un signal intéressant. Il s'agit de l'échantillon de l'arrêt 4S9 situé près des berges du lac Magnan. Ce dernier a par la suite été analysé une deuxième fois. Les résultats et corrections en lien avec le calcul du *fading* ont été complétés à partir de la méthode de Huntley et Lamothe (2001). L'analyse IRSL est brièvement discutée dans le chapitre IV portant sur la lithostratigraphie des sédiments glaciolacustres littoraux.

#### 2.4.3 Compilation de l'orientation des microformes et mésoformes d'érosion glaciaire

La compilation des mesures sur les microformes d'érosion a été faite à partir du logiciel Oriana 3.0, programme permettant de présenter les résultats sous forme d'histogramme circulaire (chapitre III). Nous avons aussi effectué une analyse croisée des mesures d'orientations sur les microformes et les mésoformes en corrélation avec les macroformes. Les résultats sont présentés dans le chapitre III.

## 2.5 Mise en carte de l'interprétation des dépôts meubles

La cartographie finale a été complétée à partir du logiciel ArcGIS 9.3. L'ensemble des données issues de l'interprétation du MNT LiDAR et des données de terrains compilées y sont présentées. La cartographie nommée: « Géologie des formations superficielles du secteur nord-est du réservoir Gouin, Québec » est présentée dans l'appendice A.

## CHAPITRE III

### ÉROSION GLACIAIRE

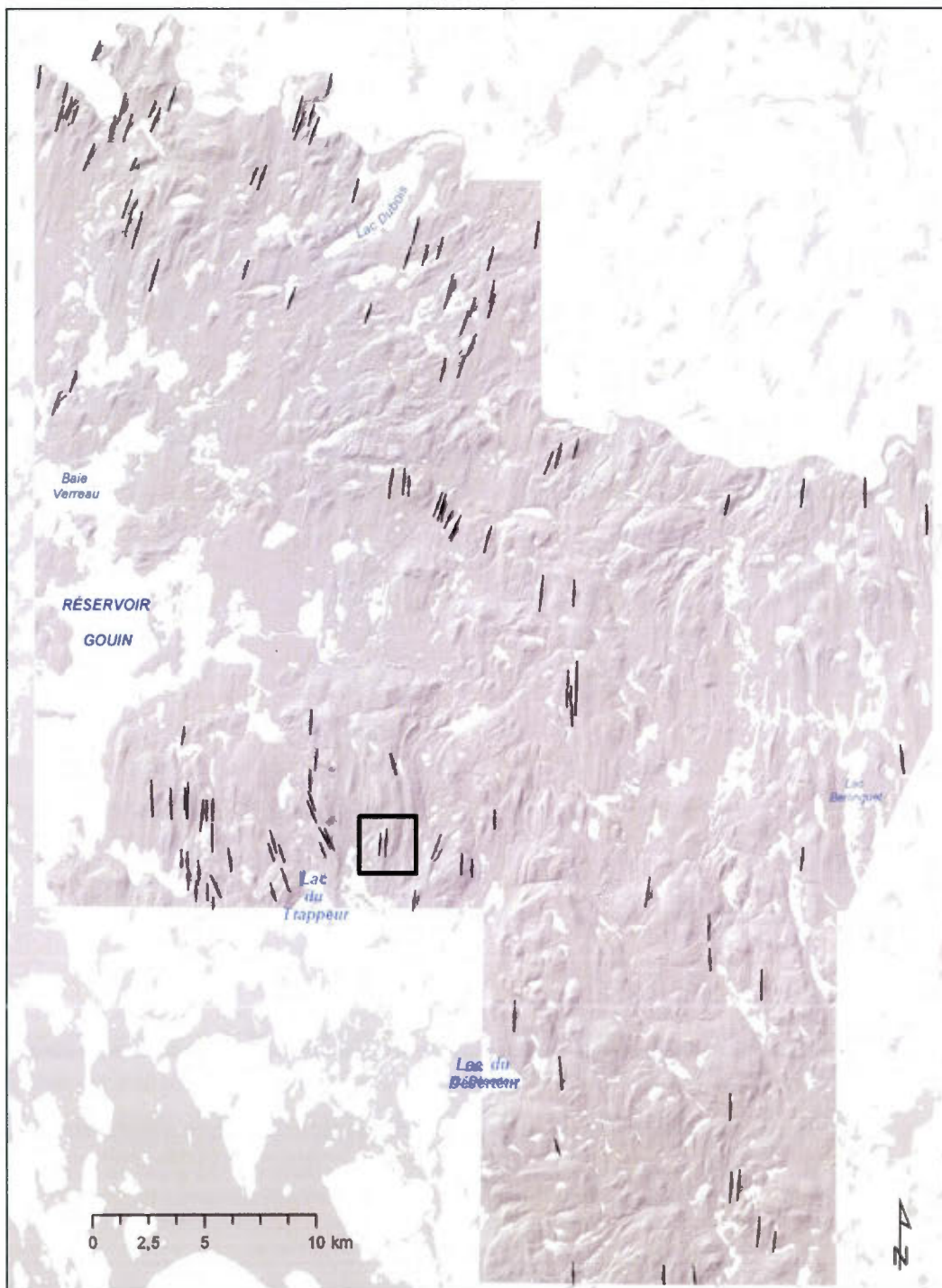
Les vestiges de l'érosion glaciaire sur le socle grenvillien sont nombreux dans le secteur du réservoir Gouin: les glaces ont sculpté le paysage, y formant une multitude de formes d'échelles variables qui peuvent servir d'indicateurs afin de définir les caractéristiques de l'écoulement glaciaire régional de l'Inlandsis laurentidien. La mise en commun de l'ensemble des formes d'érosion glaciaire pour tout le secteur d'étude permet ainsi de déterminer les directions d'écoulements glaciaires, leur évolution et leur chronologie. Ce chapitre présente les principales caractéristiques de ces formes d'érosion glaciaire en fonction de leur taille: macroformes (plus d'une centaine de mètres de longueur), mésoformes (quelques mètres) et microformes (métrique à millimétrique). Il est à noter que, puisque la résolution du MNT LiDAR est fonction de la taille des pixels, soit 1 m, seules les macroformes ont pu être identifiées à partir de cette méthode. Les microformes et les mésoformes d'érosion glaciaire ont été identifiées par des levés effectués lors de la campagne de terrain.

#### 3.1 Macroformes

Les macroformes d'érosion glaciaire de la région du réservoir Gouin montrent des dimensions qui varient de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres de longueur. Les macroformes les plus fréquemment observées sont les drumlins rocheux. La structure fortement plissée du socle rocheux a fort probablement eu une grande influence dans le développement de ces nombreuses formes profilées (Sugden et John, 1976; Rea, 2007; Benn et Evans, 2010).

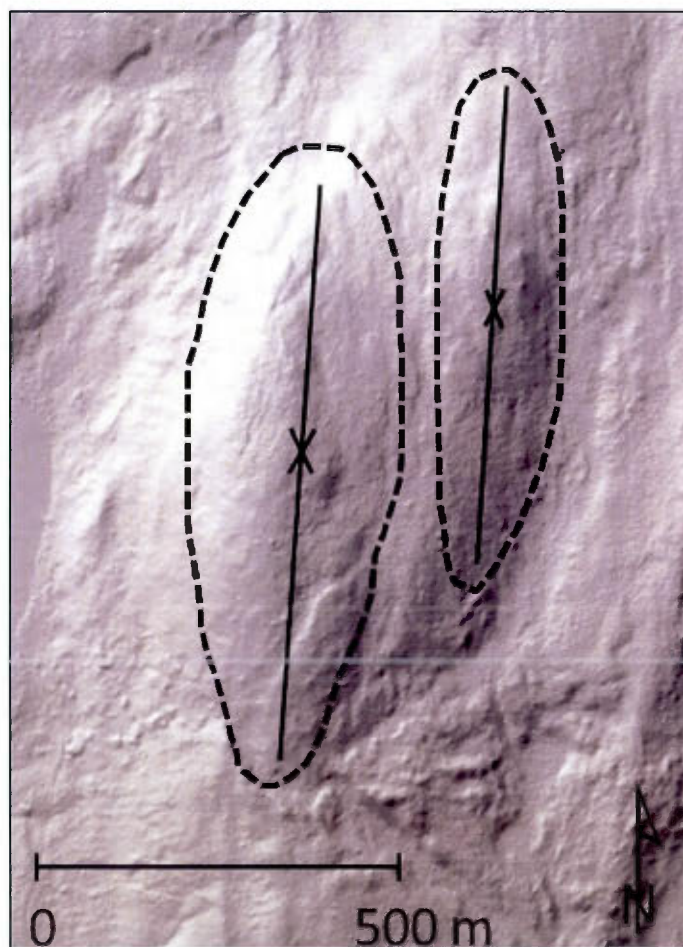


On a dénombré un total de 122 drumlins rocheux (figure 3.1). Ces buttes adoucies sculptées dans le socle ont une morphologie plus longue que large et sont orientées, l'axe le plus long parallèle au sens de l'écoulement glaciaire (Benn et Evans, 2010). Les drumlins rocheux se distinguent des roches moutonnées par l'absence d'une face d'arrachage (Benn et Evans, 2010). Bien que la majorité des drumlins rocheux de la région semblent souvent recouverts d'une mince couche de dépôt glaciaire, on note le rôle déterminant du substrat rocheux dans la morphologie générale de ce type de macroforme.



**Figure 3.1** Localisation des drumlins rocheux (les lignes noires représentent les drumlins rocheux, l'encadré, la localisation du site présenté à la figure 3.2).

Les drumlins rocheux sont présents à plusieurs endroits dans le secteur d'étude et particulièrement dans les hautes terres de la portion ouest du secteur d'étude (figure 3.1). Ils ont des dimensions qui varient légèrement. De façon générale, ils ont une longueur variant entre 500 et 800 m, une largeur de 200 à 300 m et une hauteur moyenne d'environ 50 m. Quant à leur orientation, elle varie selon les secteurs: ils sont généralement orientés selon un axe NNE-SSO ( $020^{\circ}$ - $200^{\circ}$ ) dans la partie nord-ouest du terrain d'étude (figure 3.1), et nord-sud ( $000^{\circ}$ - $180^{\circ}$ ) dans les secteurs plus au sud (figure 3.1 et 3.2). Localement, on note des divergences par rapport à ces deux mouvements: NO-SE ( $150$ - $330^{\circ}$ ) dans le secteur du lac du Trappeur et NNO-SSE à l'est du lac du Déserteur (figure 3.1).



**Figure 3.2** Drumlins rocheux identifiés à partir du MNT LiDAR (la localisation de ces macroformes est présentée à la figure 3.1)

## 3.2 Mésoformes

### 3.2.1 Roches moutonnées

Les mésoformes, c'est-à-dire les formes d'échelle métrique, les plus communes au réservoir Gouin sont les roches moutonnées. Elles sont caractérisées par une morphologie typique, soit une pente adoucie sur son côté faisant face à l'amont glaciaire et une pente abrupte à l'aval, aussi nommée face d'arrachage (Menzies et Shilts, 2002). La face amont, celle directement exposée à l'action érosive du glacier, est normalement marquée de stries, de broutures et d'autres microformes d'érosion. L'origine des formes moutonnées est grandement influencée par la structure déjà diaclasée du socle rocheux (Benn et Evans, 2010). Leurs profils asymétriques en font des indicateurs fiables pour déterminer la direction de l'écoulement glaciaire (Flint, 1971). Celles observées au réservoir Gouin étaient de tailles variant d'environ un à deux mètres de longueur.

Tout comme pour les drumlins rocheux, les roches moutonnées observées dans la région d'étude présentent une orientation générale qui varie entre N-S et NNE-SSO. La localisation de la face d'arrachage nous permet cependant de préciser la direction d'écoulement, soit vers le sud et le SSO (figures 3.3 et 3.4). Parmi ces sites, ceux numérotés 9S14 (figure 3.3; appendice B) et 11S5 (figure 3.4; appendice B) sont caractérisés par de grandes surfaces de roc composées d'une succession de petites roches moutonnées d'un à deux mètres de longueur, de quelques mètres de largeur et dont la face d'arrachage est d'une hauteur inférieure à 50 centimètres. Tous ces sites sont néanmoins marqués par la présence de nombreuses stries et de larges broutures sur leur face amont. Au site 9S14 (figure 3.3), des stries orientées  $168^{\circ}$ - $348^{\circ}$  sont présentes sur une face rocheuse protégée par rapport à l'écoulement dominant vers le sud; elles témoignent d'un mouvement ancien. Nous y reviendrons dans la section portant sur les microformes d'érosion.



**Figure 3.3** Affleurement marqué par une succession de roches moutonnées orientées  $000^{\circ}$ - $180^{\circ}$  et ancien mouvement  $168^{\circ}$ - $348^{\circ}$  sur la face protégée; ouest du lac Bell (arrêt 9S14, appendice B).



**Figure 3.4** Affleurement marqué par une succession de roches moutonnées orientées  $022^{\circ}$ - $222^{\circ}$ ; nord du lac Barras (arrêt 11S5, appendice B).

### 3.2.2 Cannelures

Parmi tous les affleurements visités sur l'ensemble du terrain d'étude, un seul présente des cannelures. Le processus de formation des cannelures varie selon les auteurs, certains suggérant un mode de formation par les eaux de fontes sous pression, aussi nommées p-forms (Benn et Evans, 2010). Toutefois, il semble que l'interprétation de Flint (1971) semble la plus adaptée au contexte actuel, soit un élargissement progressif des stries en largeur et en profondeur. Les cannelures observées sont localisées au nord-ouest du terrain d'étude, à quelques centaines de mètres au nord du lac Micta Nimepar (figures 3.5; arrêt 12S8; appendice B). Le site compte une douzaine de cannelures parallèles, d'une longueur d'environ 10 m et d'une largeur de un à deux mètres. L'intérieur de ces cannelures est recouvert de stries et de sillons, et localement d'une strie en tête de clou. Toutes ces microformes sont orientées dans la même direction que les cannelures, soit  $020^{\circ}$ - $200^{\circ}$ .



**Figure 3.5** Cannelures et stries NNE-SSO ( $020^{\circ}$ - $200^{\circ}$ ); nord-est du lac Micta Nimepar (arrêt 12S8, appendice B).

### 3.3 Microformes

Bien que le secteur d'étude soit relativement riche en affleurements rocheux, donc susceptible de présenter plusieurs surfaces rocheuses marquées de microformes d'érosion glaciaire, une importante proportion de celles-ci a subi une altération météoritique importante, éradiquant un bon nombre de marque d'érosion de petite échelle (inférieure à un mètre). Les affleurements présentant le moins d'altération sont généralement ceux qui ont été préservés sous une couche de matériel glaciaire. À ces endroits, on y observe principalement des stries, des broutures, des sillons et des stries en tête de clou. Un total de 44 sites présentant des microformes d'érosion glaciaire ont été analysés, et 58 microformes mesurées (figure 3.6).

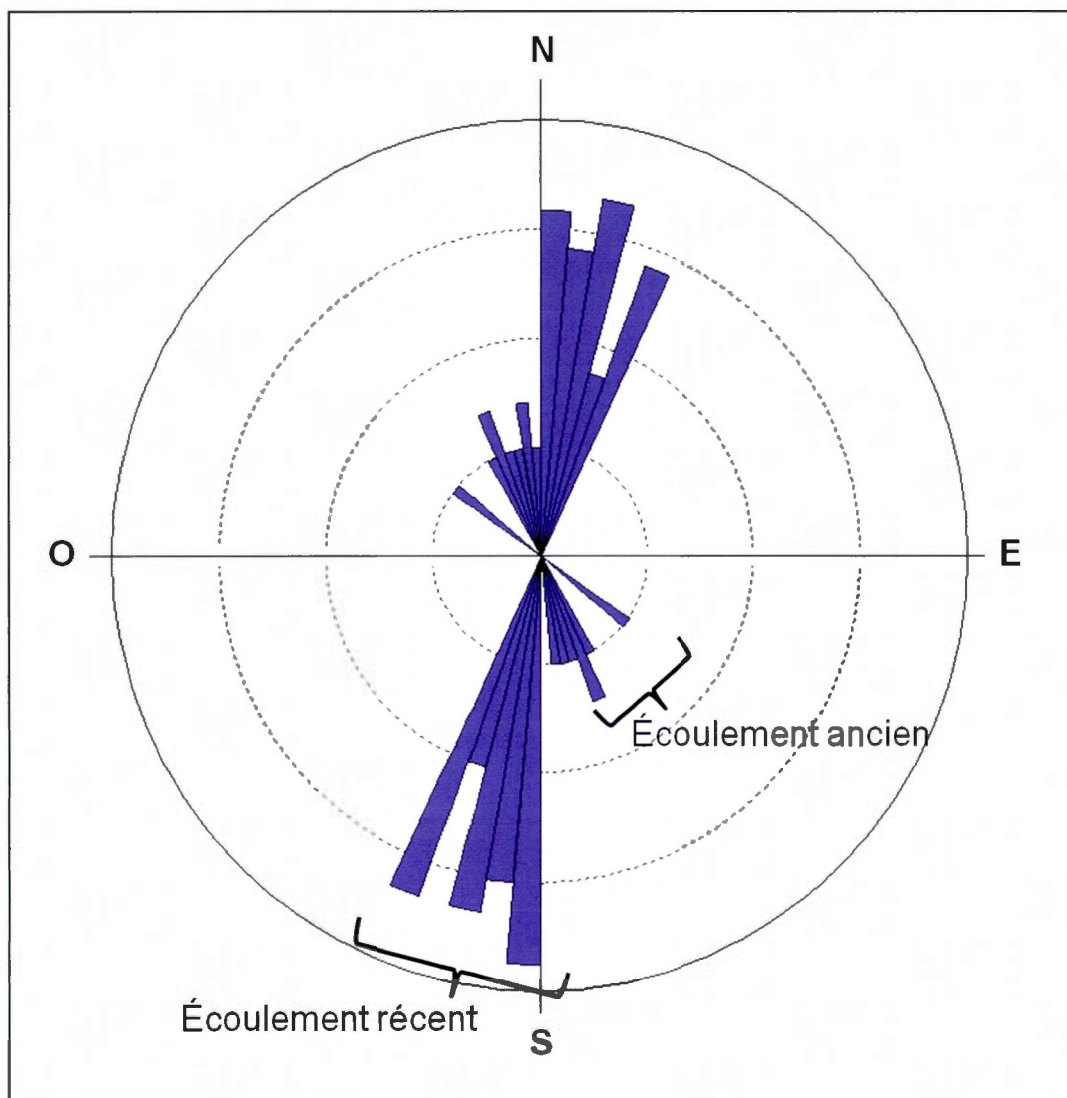




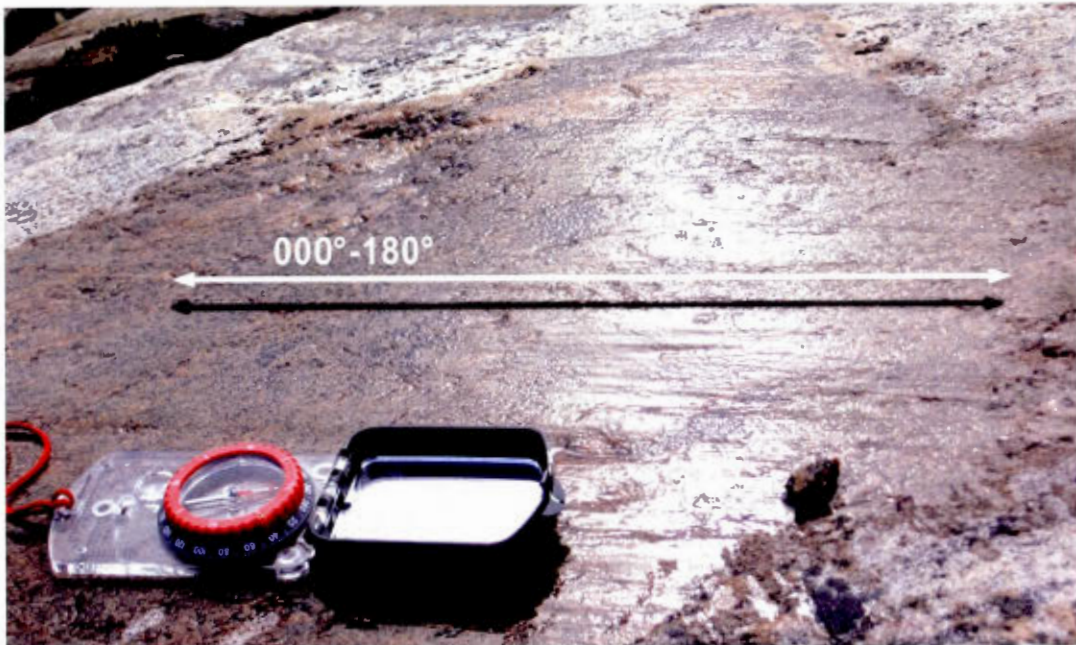
### 3.3.1 Stries

Les stries glaciaires sont les formes d'érosion les plus abondantes sur le terrain d'étude. Contrairement aux macros et mésoformes d'érosion, les stries ont le potentiel de préserver les moindres variations dans les directions des écoulements glaciaires, étant donné la rapidité avec laquelle elles peuvent se former (Flint, 1971). Les stries représentent donc des indicateurs de choix pour identifier les différents écoulements glaciaires régionaux. Elles ont cependant le défaut de n'indiquer que l'orientation du mouvement glaciaire, exigeant la recherche d'autres formes d'érosion permettant de connaître le sens (ou direction). Les stries permettent aussi de déterminer la chronologie des différents mouvements glaciaires. Les stries les plus anciennes sont généralement placées sur les faces protégées des mouvements récents, c'est-à-dire du côté ou de la face d'arrachage. On peut aussi établir une chronologie des écoulements par l'analyse des recoupements de stries, les plus récentes recoupant les plus anciennes.

Les stries observées au réservoir Gouin sont de longueurs très variables, de quelques centimètres à quelques mètres, d'une largeur variant entre deux et huit millimètres et d'une profondeur ne dépassant rarement les quelques millimètres. Les 58 mesures de stries répertoriées dans les 44 sites d'observation ont été compilées sous forme de rose des vents et permettent de dresser un portrait global des directions d'écoulement glaciaire du secteur (figure 3.7). Les mesures de stries observées sont comprises entre  $022^{\circ}$ - $222^{\circ}$  et  $128^{\circ}$ - $308^{\circ}$  (NNE-SSO et NO-SO). Les résultats sont groupés en deux pôles : un mouvement dominant variant entre  $022^{\circ}$ - $222^{\circ}$  et  $000^{\circ}$ - $180^{\circ}$  (NNE-SSO et N-S; figures 3.8 et 3.9) et un mouvement moins fréquent, variant entre  $128^{\circ}$ - $308^{\circ}$  et  $168^{\circ}$ - $348^{\circ}$  (NO-SE et NNO-SSE; figure 3.10). Nous y reviendrons dans la section sur les écoulements glaciaires et leur chronologie.



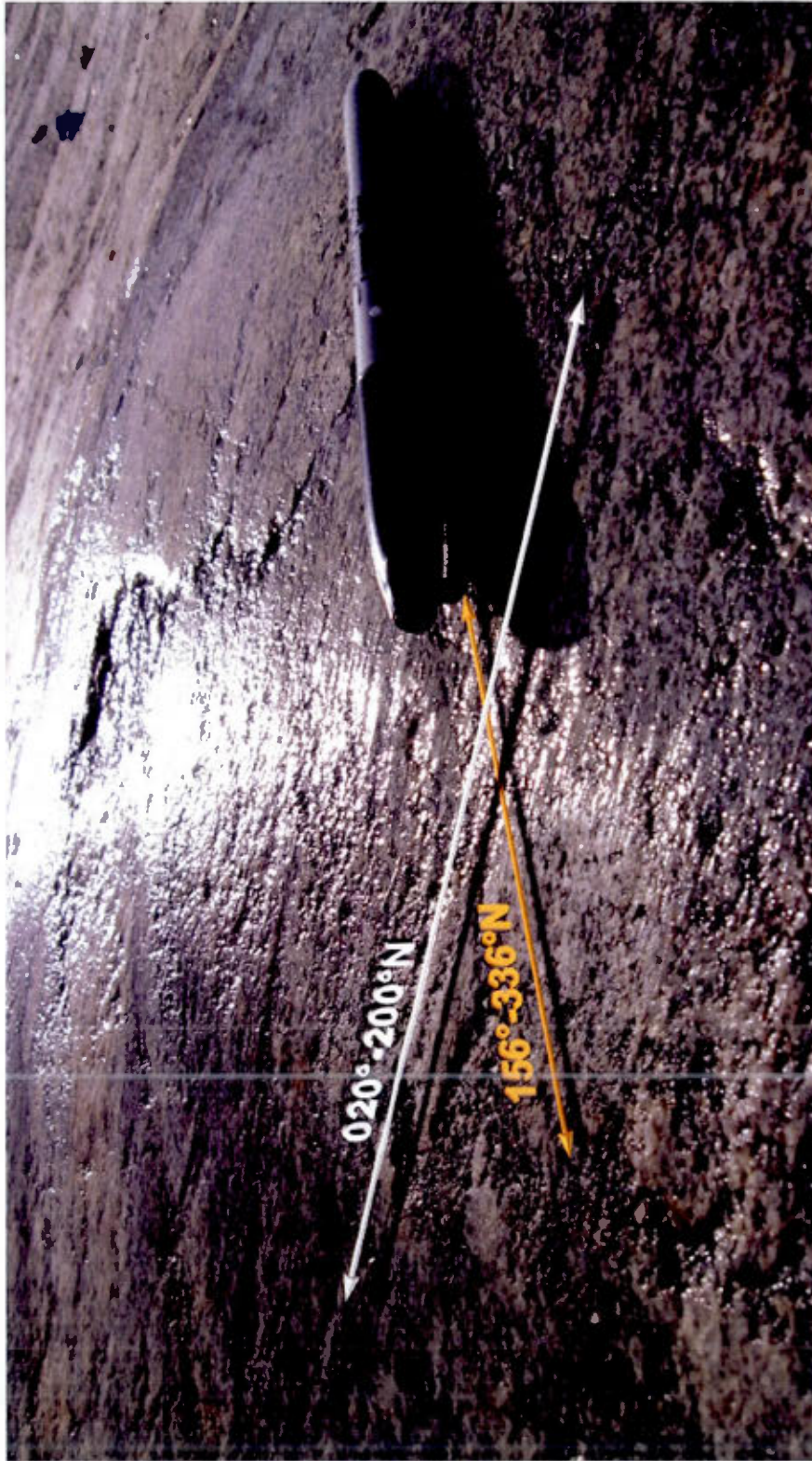
**Figure 3.7** Tableau de l'orientation des microformes d'érosion.



**Figure 3.8** Stries N-S ( $000^{\circ}$ - $180^{\circ}$ ) localisées à l'ouest du lac Bell (arrêt 9S15, appendice B).



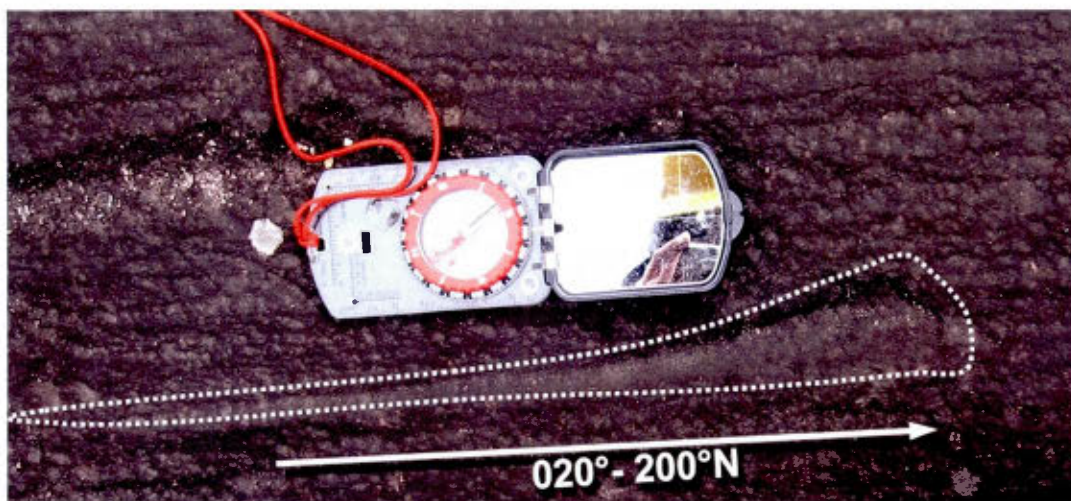
**Figure 3.9** Stries NNE-SSO ( $012^{\circ}$ - $192^{\circ}$ ) situées au nord du lac du Principal (arrêt 16S8, appendice B).



**Figure 3.10** Stries d'orientation NNO-SSE ( $156^{\circ}$ - $336^{\circ}$ ) recoupées par des stries d'orientation NNE-SSO ( $020^{\circ}$ - $200^{\circ}$ ), site localisé à quelques kilomètres à l'est du Bristol (arrêt 12S1, appendice B).

### 3.3.2 Stries en tête de clou

Les stries en tête de clou, aussi nommée clouures (Laverdière et Guimont, 1980), sont particulièrement intéressantes puisqu'elles donnent la direction de l'écoulement glaciaire, qui est définie par la direction vers laquelle pointe la tête du clou. Bien que ces formes demeurent assez rares dans la région étudiée, nous avons pu en observer une d'environ 35 cm de longueur et de 5 cm de largeur à sa tête, à l'intérieur d'une cannelure (figure 3.11, arrêt 12S8; appendice B); sa morphologie indique une direction d'écoulement glaciaire vers le SSO ( $200^{\circ}$ ).



**Figure 3.11** Strie en tête de clou orientée NNE-SSO ( $020^{\circ}$ - $200^{\circ}$ ) localisée au nord-ouest du lac Micta Nimepar (arrêt 12S8, appendice B).

### 3.3.3 Sillons

Les sillons sont des formes d'érosion allongées similaires aux stries glaciaires. Elles sont d'ailleurs formées de façon analogue et leurs dimensions sont à mi-chemin entre celles des stries et des cannelures. Celles observées sur le terrain d'étude avaient environ deux mètres de longueur et une largeur moyenne d'environ deux centimètres, par quelques mm de profondeur (figure 3.12, arrêt 5S15; appendice B). Leur orientation varie à l'intérieur de la région étudiée :  $000^{\circ}$ - $180^{\circ}$  sur les affleurements localisés à l'est et  $020^{\circ}$ - $200^{\circ}$  sur les affleurements plus à l'ouest.



**Figure 3.12** Sillons N-S ( $000^{\circ}$ - $180^{\circ}$ ) localisés au nord du lac Lindsay (arrêt 5S15, appendice B).

### 3.3.4 Broutures

Comme l'expliquent Laverdière et Guimont (1980), la fracturation du substrat rocheux causée par une pression transverse, c'est-à-dire celle du poids du glacier combinée à la pression causée par l'avancée de la glace peut provoquer l'apparition d'une cassure arquée nommée brouture. Qu'elles soient concaves ou convexes, les broutures permettent de définir la direction de l'écoulement glaciaire. Le côté abrupt de la fracture est toujours située face à l'amont glaciaire (Flint, 1971). Nous en avons identifié seulement deux affleurements ayant un potentiel intéressant pour nous indiquer une direction d'écoulement glaciaire (arrêt 5S14 et arrêt 7S13; appendice B). À ces deux arrêts, on peut observer plusieurs broutures concaves (figure 3.13, arrêt 5S14; appendice B) et leur orientation générale, combinée à celle des stries, nous indique un écoulement vers le sud ( $180^\circ$ ).



**Figure 3.13** Stries et broutures N-S ( $000^\circ$ - $180^\circ$ ) situées au nord du lac Lindsay (arrêt 5S14, appendice B).

### 3.4 Direction d'écoulement et chronologie

L'analyse combinée de l'ensemble des microformes, mésoformes et macroformes d'érosions nous permet de définir les grandes tendances dans les écoulements glaciaires régionaux (figures 3.1 et 3.7). L'écoulement glaciaire majeur se fait vers le sud dans la partie est de la région étudiée et vers le SSO dans la partie ouest. En effet, les drumlins rocheux semblent globalement suivre un patron d'écoulement nord-sud dans la partie la plus méridionale du terrain d'étude. C'est seulement après avoir franchi la limite latitudinale de la baie Verreau, en remontant vers le nord du terrain, que les drumlins rocheux tendent à s'orienter vers le SSO. Des observations similaires peuvent être faites à partir des microformes. Cette phase majeure d'écoulement est probablement associée à la période pléniglaciaire.

La chronologie des écoulements glaciaires pour le territoire à l'étude peut être établie par l'analyse des sites où des recoupements de stries ont été observés. Trois sites présentent des recoupements dans les directions des stries. Dans les trois cas, les directions d'écoulement glaciaire principales (vers le sud dans la partie est et SSO dans la partie ouest) recoupent un écoulement glaciaire ancien d'orientation NNO-SSE : à l'extrémité nord-est de la zone étudiée, à proximité du lac Flûte (arrêt 10S8; appendice B) des stries associées à un mouvement NNO-SSE ( $156^{\circ}$ - $336^{\circ}$ ) sont recoupées par celles associées au mouvement N-S ( $006^{\circ}$ - $186^{\circ}$ ). À quelques centaines de mètres au sud lac Dugas (arrêt 16S11; appendice B), des stries NNO-SSE ( $160^{\circ}$ - $340^{\circ}$ ) sont recoupées par des stries NNE-SSO ( $20^{\circ}$ - $200^{\circ}$ ). Enfin, au sud du lac Bristol (figure 3.10, arrêt 12S1; appendice B) des stries NNO-SSE ( $158^{\circ}$ - $338^{\circ}$ ) sont recoupées par des stries d'orientation NNE-SSO ( $020^{\circ}$ - $200^{\circ}$ ). Au nord de la région d'étude, cet écoulement glaciaire ancien a été observé par plusieurs auteurs (Bouchard et Martineau, 1984; 1985; Prichonnet *et al.*, 1984; Bisson, 1987; De Corta, 1989; Prichonnet et Beaudry, 1990; Veillette et Pomares, 1991; Veillette *et al.*, 1999; Veillette, 2004). Bien que leur interprétation diverge quant à la provenance de cet écoulement, tous ces auteurs s'entendent pour dire qu'il est du wisconsinien ancien. Les drumlins rocheux d'orientation NNO-SSE identifiés au nord du lac du Trappeur pourraient être associés à cet écoulement glaciaire ancien.



## CHAPITRE IV

### LITHOSTRATIGRAPHIE ET GEOMORPHOLOGIE DES DÉPÔTS QUATERNAIRES

Ce chapitre présente les différentes unités lithostratigraphiques quaternaires observées dans la zone d'étude. Chaque unité sera décrite selon ses caractéristiques morphologiques, sa répartition spatiale, son épaisseur, de même que sa position à l'intérieur du cadre stratigraphique régional. L'utilisation d'un MNT LiDAR apporte une nouvelle dimension quant à la description géomorphologique et à l'interprétation des différents faciès de ces unités. Cette technologie, par sa haute précision, permet l'observation d'une multitude de détails géomorphologiques d'échelles métriques et décamétriques, normalement indétectables sur les photographies aériennes. Ce chapitre dresse un portrait des dépôts superficiels identifiés sur le terrain d'étude à partir des observations faites sur le MNT LiDAR et sur le terrain. Des comparaisons entre des formes de terrain présentes sur des photos aériennes conventionnelles et sur le MNT LiDAR seront également présentées afin de faire ressortir les avantages de cette dernière méthode pour leur identification.

#### 4.1 Le till

##### 4.1.1 Épaisseur, texture, structure et origine

Le till, en couverture mince et discontinue ( $T_m$ ), dont l'épaisseur est comprise entre 0,3 et 1 mètre, et en couverture continue ( $T_c$ ), dont l'épaisseur est de plus de 1 mètre, est l'unité lithostratigraphique qui couvre la plus grande partie de la zone d'étude (figure 4.1). Cette unité occupe 73% du territoire, soit 16% pour le till mince et 57% pour le till en couverture continue. Le till repose en discordance sur le substrat rocheux protérozoïque et est associé à la glaciation wisconsinienne.

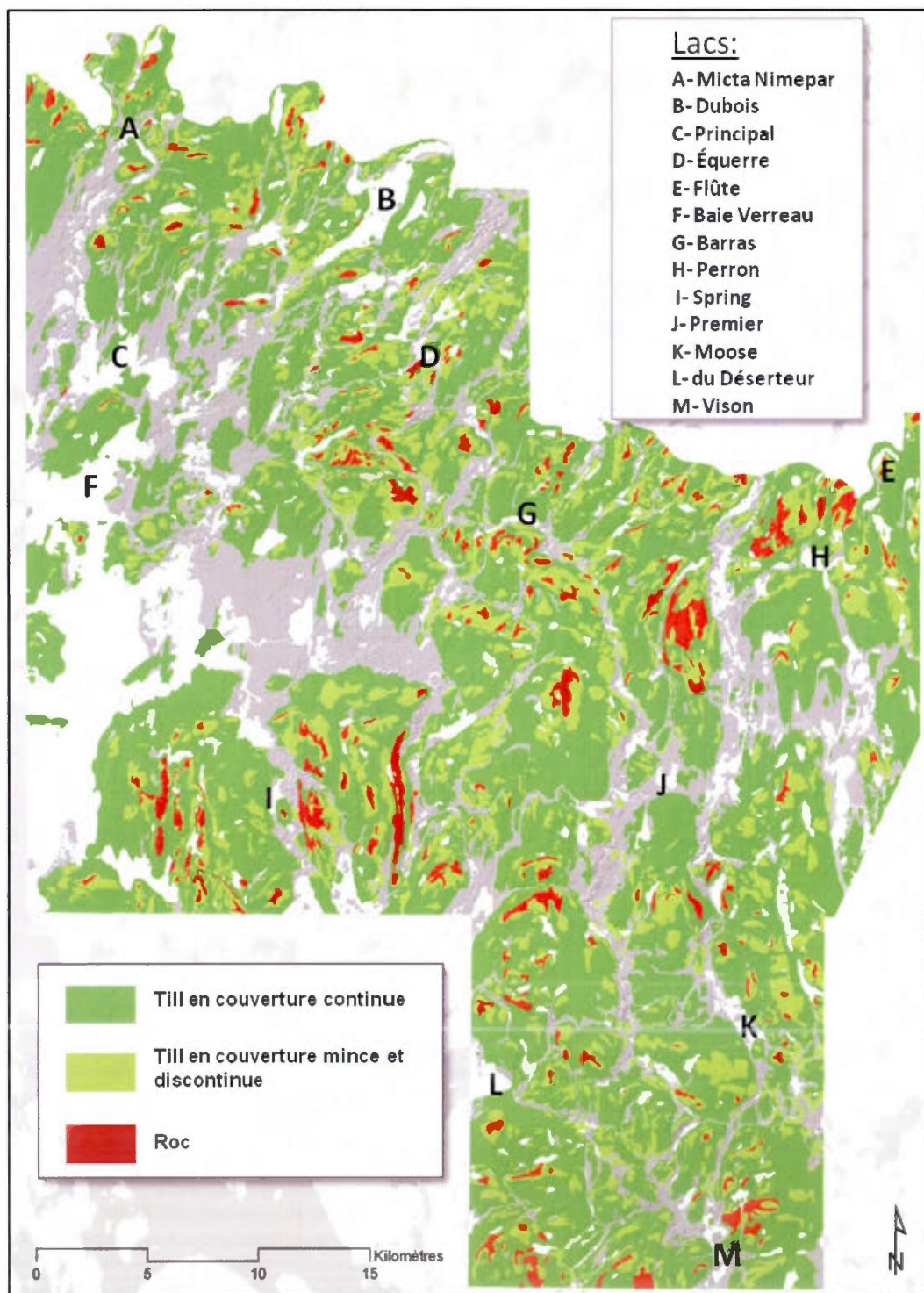


Figure 4.1 Répartition des zones de roc (moins de 0,30 m de sédiments) et de till.

Les zones de till épais sont localisées dans les secteurs de hauts plateaux et derrière les abris de roc, du côté aval de l'écoulement glaciaire. L'épaisseur moyenne de till mesurée sur le terrain varie entre 1 à 2 mètres selon les secteurs. Les plus grandes épaisseurs mesurées sont d'environ 5 mètres et sont localisées à l'est de la baie Verreau (figure 4.2, arrêt 4S10; appendice B), au nord du lac Barras (figure 4.1, arrêt 3S3; appendice B) et au nord du lac Flûte (figure 4.1, arrêt 20S11; appendice B). Des mesures d'altitudes à partir du MNT LiDAR nous ont toutefois permis d'évaluer à la hausse l'épaisseur de la couverture de till observée sur le terrain. En quelques endroits, des coupes de till, produites par le passage des eaux de fonte ont été observées sur le MNT LiDAR. Il a été possible d'estimer l'épaisseur du till en mesurant la différence d'altitude entre le sommet des talus et la partie la plus profonde du lit du chenal ayant permis l'érosion de la coupe. Les épaisseurs maximales ainsi mesurées indiquent des valeurs pouvant avoisiner les 30 mètres dans plusieurs secteurs, notamment à l'ouest du lac Moose, à l'est du lac Barras et à l'ouest du lac au Vison (figure 4.1). On observe même des épaisseurs dépassant les 35 mètres à l'est du lac du Déserteur (figure 4.1).



**Figure 4.2** Coupe dans l'unité cartographique de till en couverture continue; est de la baie Verreau (arrêt 4S10; appendice B).

L'unité de till épais peut être subdivisée en trois types, selon son origine: till de fond, till de fonte sous-glaciaire et till d'ablation. Le till de fond se distingue par sa forte compacité, sa fissilité et sa matrice très sableuse. Il est également parsemé de cailloux et de blocs décimétriques sub-anguleux, parfois en forme de fer à repasser ou *flatiron* (Mark, 1974). Il compte en moyenne 68% de sables, 29% de silts et environ 3% d'argiles (appendice D). Il est de couleur brun grisâtre tirant sur l'olive (figure 4.3; arrêt 14S4; appendice B). Ces caractéristiques correspondent de près à ce qui est normalement observé sur le Bouclier canadien (Scott, 1976).



**Figure 4.3** Till de fond en couverture continue; sud-ouest du lac Équerre (arrêt 14S4; appendice B).

Le till de fonte sous-glaciaire se distingue par sa structure plus lâche et la présence de sédiments stratifiés. On y note aussi une plus importante proportion de particules silteuses (appendice D). Les quelques coupes où ce type de till a pu être observé sont situées dans le secteur nord du lac Premier (figure 4.1). Les sédiments de la matrice de ce till enveloppent littéralement les blocs et cailloux présents (figure 4.4, arrêt 5S10; appendice B). On nomme ce phénomène *boulder scours* (Shaw, 1983). Shaw (1983) suggère la mise en place de ce type de till est dû à une augmentation de la vélocité et de la turbulence dans les eaux de fonte sous-glaciaires. Le caillou est d'abord retenu par les glaces, puis déposé durant la sédimentation des sables sous-jacents. Les sédiments vont par la suite recouvrir ce dernier et former des rides de courant enveloppant le caillou.



**Figure 4.4** Till de fonte stratifié avec *boulder scours*; nord du lac Premier (arrêt 5S10; appendice B).

Les causes de cette augmentation de la vitesse des eaux sous-glaciaires peuvent être une fonte accélérée du glacier créant une grande quantité d'eau basale ou une mise en place du till dans un environnement où la glace était en contact avec un plan d'eau. Les coupes où ce type de till a été observé étaient à proximité de zones où des lacs proglaciaires se sont développés; ce qui suggère qu'il s'agirait probablement d'un *waterlaid till* (ou till sous-aquatique selon Pagé, 1999) tel que défini par Dreimanis (1976).

On note finalement la présence de till d'ablation (*melt-out till*), c'est-à-dire d'un till provenant de la mise en place des sédiments supra et intraglacière lors de la fonte de la glace (Menziés et Shilts, 2002). Ce till est caractérisé sur le terrain, par sa composition très grossière, sa matrice lessivée de particules fines et sa structure lâche. Il est le plus souvent déposé directement sur le till de fond ou sur la roche en place et est fréquemment oxydé en surface. Le till d'ablation s'étend sur de vastes portions du territoire d'étude. Localement, le till d'ablation est composé de blocs métriques pouvant mesurer plus de 3 mètres de diamètre (figure 4.5).

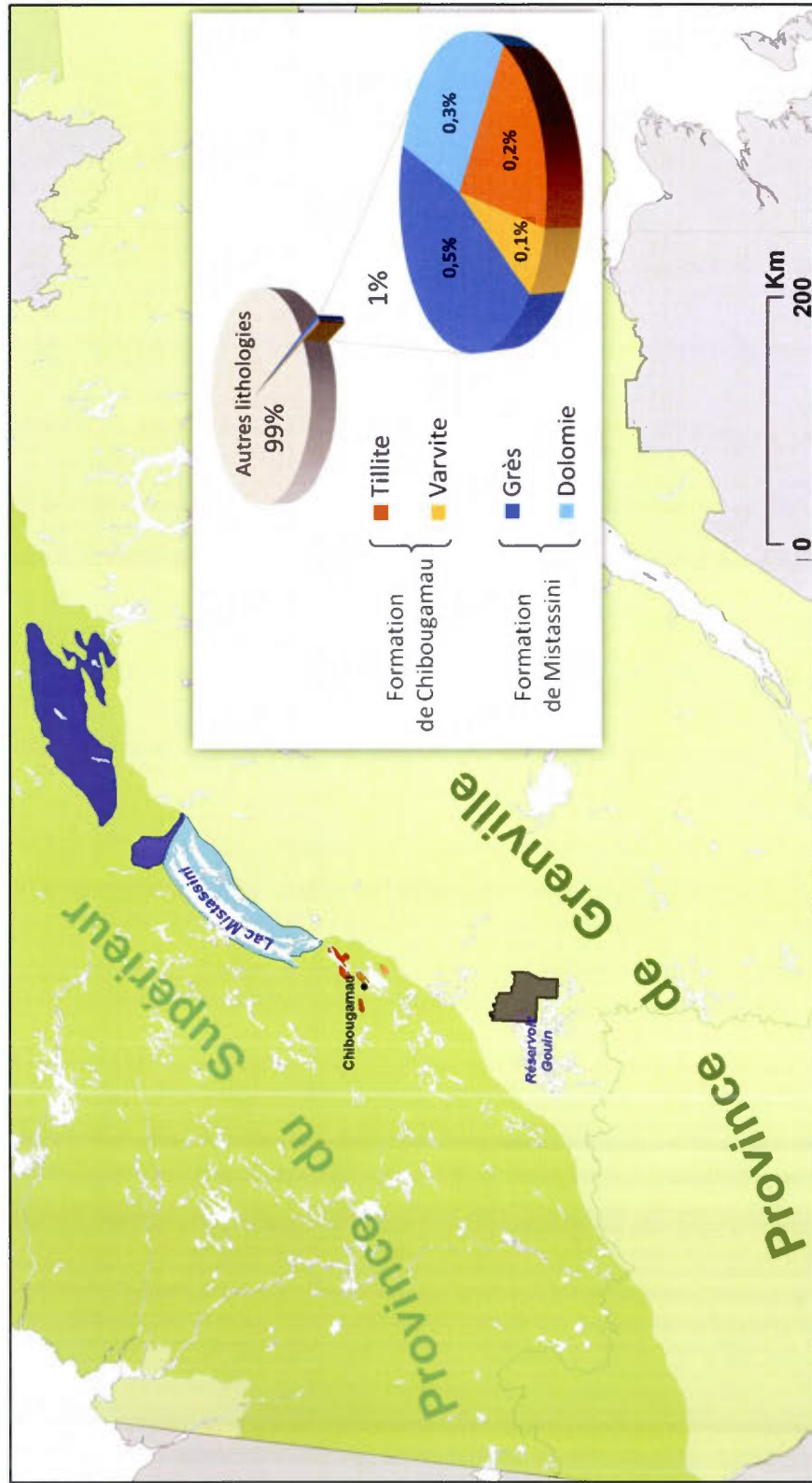


**Figure 4.5** Till d'ablation; nord du lac Premier (arrêt 5S11; appendice B).

#### 4.1.2 Composition lithologique du till et dispersion glaciaire

La composition lithologique du till a été utilisée afin de préciser la direction de l'écoulement glaciaire et quantifier le transport dans le secteur d'étude. Pour ce faire, nous avons fait des comptages de la fraction des clastes de plus de 5 cm de diamètre, en utilisant les mêmes traceurs protérozoïques d'origines sédimentaires que ceux utilisés par Veillette (2004) dans son étude sur les écoulements glaciaires sur le Bouclier canadien. La méthode utilisée est décrite dans le chapitre II. Les lithologies en provenance de la ceinture volcano-sédimentaire de la Province géologique du Supérieur (les tillites et les varvites en provenance de la Formation de Chibougamau, et les grès et dolomies de la formation de Mistassini) ont été différenciées des lithologies locales d'origines métamorphiques et ignées.

À l'échelle de l'ensemble de la région, 13 comptages de 1000 clastes ont été complétés. Les résultats des comptages figurent dans l'appendice C. Seulement 1% des 13 000 galets comptés pour l'ensemble du territoire proviennent de la Province géologique du Supérieur (figure 4.6). Sur l'ensemble des galets comptés, on dénombre 0,5% de grès et 0,3% de dolomies en provenance du secteur du lac Mistassini. Les tillites provenant de Chibougamau représentent 0,2% et les varvites 0,1% du total des clastes comptés. À la lumière des résultats sur les tendances spatiales obtenues entre chacun des sites d'échantillonnage, nous n'observons aucune décroissance dans l'abondance des lithologies analysées (figure 4.7). Au mieux, on note que pour les tillites, les dolomies et les grès, les pourcentages généralement les plus élevés se situent dans le secteur nord de la zone d'étude, soit à une plus faible distance de leur source. Le faible nombre de sites d'échantillonnage, la trop grande distance entre chacun d'eux, la dilution par des lithologies locales moins résistantes et l'origine du till échantillonné sont autant de facteurs qui pourraient expliquer ces panaches de dispersion peu développés. Toutefois, la simple présence de ces lithologies sur le terrain d'étude nous permet de conclure à un écoulement en provenance du NNE, à partir de la région du lac Mistassini, sur distance pouvant dépasser les 350 km.



**Figure 4.6** Localisation des traceurs protérozoïques des Formations de Chibougamau et de Mistassini, et résultats à l'échelle régionale (13 échantillons).



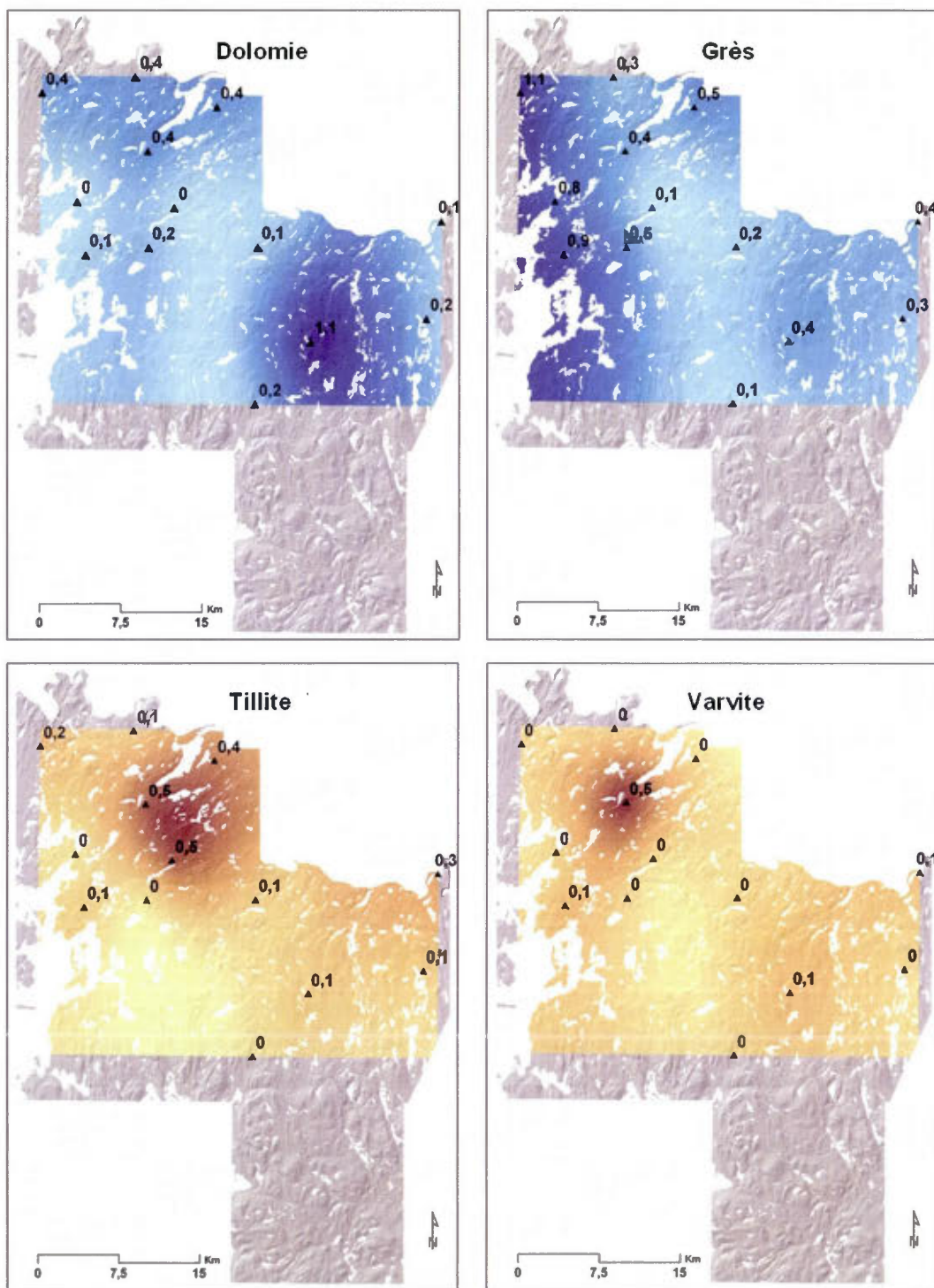


Figure 4.7 Abondance (%) et dispersion des traceurs lithologiques analysés.

#### 4.1.3 Mesure d'orientation des clastes

Pour les besoins de cette étude, nous avons complété trois fabriques dans le till de fond (arrêts 15S4, 20S10 et 20S11; appendice B). Nous avons ainsi privilégié l'option de faire une troisième fabrique à 30 galets au lieu de seulement deux à 50 galets. Cette troisième fabrique avait pour but de vérifier la présence d'un écoulement glaciaire antérieur, potentiellement observable par une différenciation dans l'orientation des clastes entre le sommet et la base d'une même coupe de till. Les fabriques 15S4 et 20S10 (figure 4.8) ont été complétées sur la même coupe de till de fond, d'environ 5,5 m d'épaisseur. La fabrique 15S4 a été faite à un mètre à partir du haut de la coupe et la fabrique 20S10, à un mètre à partir du bas. Les résultats des fabriques 15S4 et 20S10 montrent une orientation des clastes suivant un plan NNE-SSO (20-200°), soit une orientation semblable à celles mesurées sur les formes d'érosion glaciaire du secteur (voir chapitre III). La fabrique 20S11 (figure 4.8), localisée à l'extrémité est du terrain d'étude, démontre un alignement des clastes suivant une orientation N-S (0-180°).

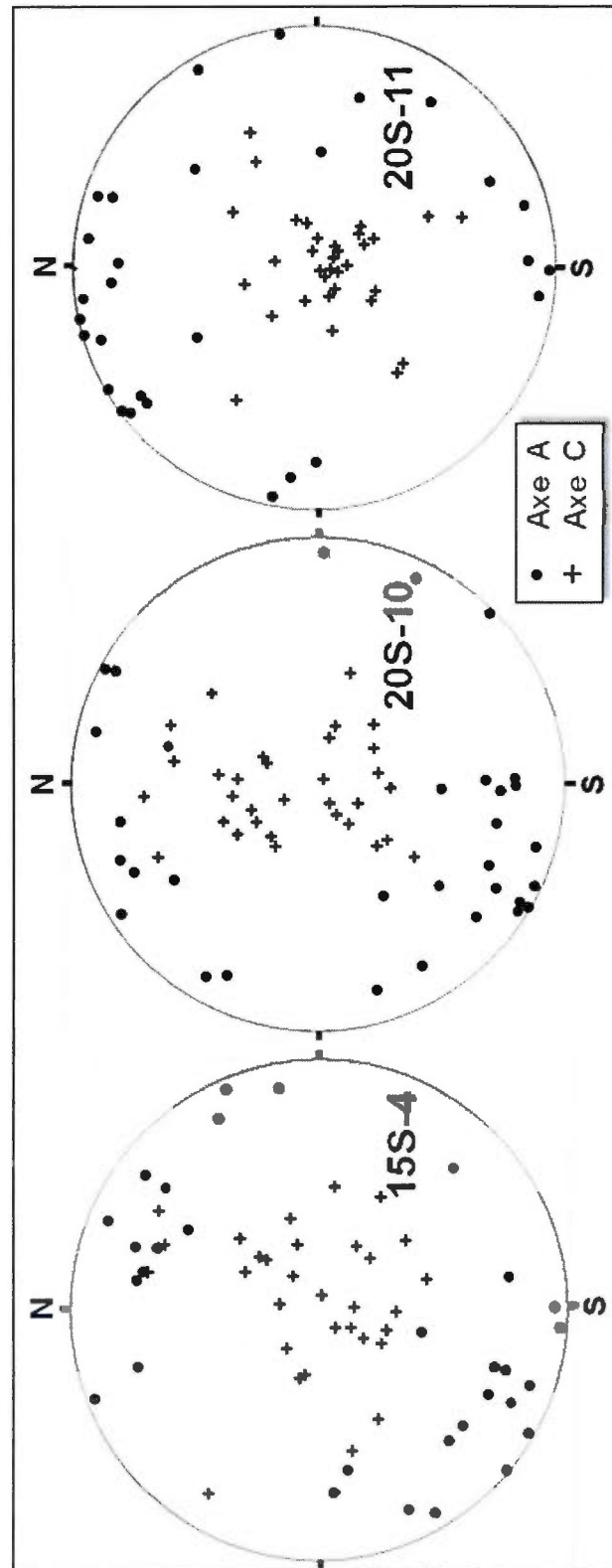


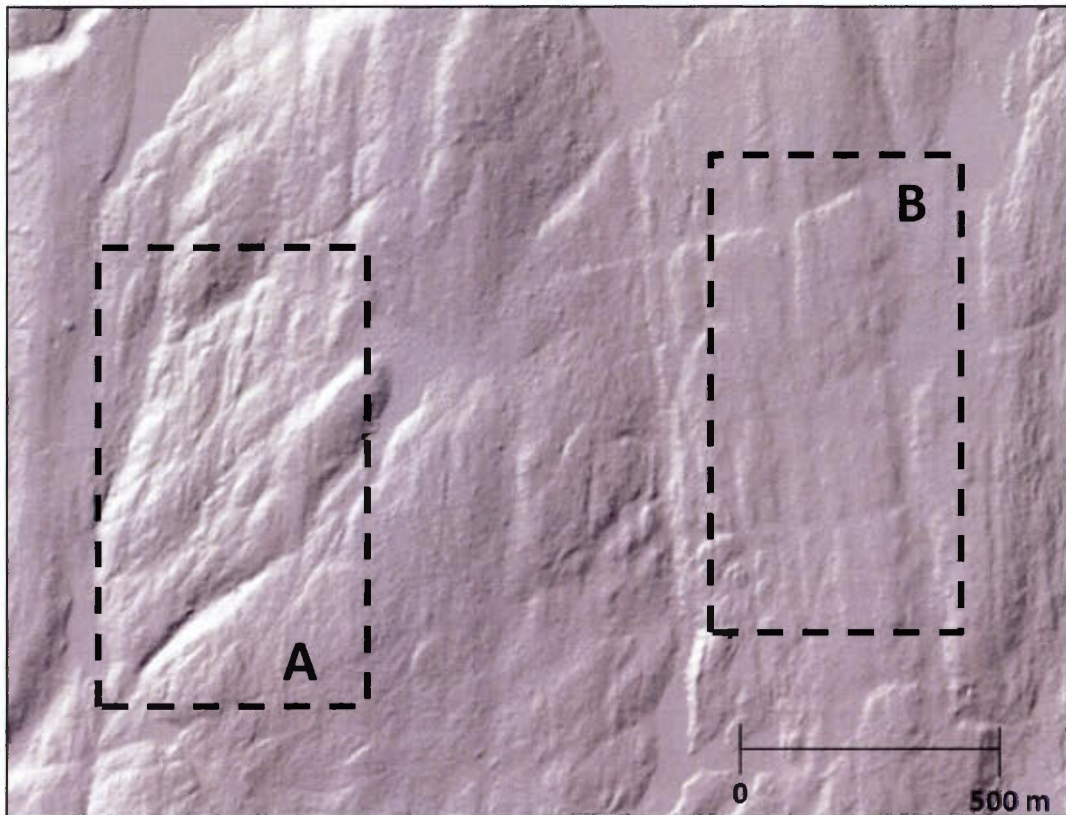
Figure 4.8 Résultats des fabriques de till.

#### 4.1.4 Géomorphologie

La couverture de till de la région d'étude se présente sous différentes formes. Nous présentons ici, des exemples de ces formes tirés du MNT LiDAR, et ces dernières sont parfois accompagnés de photographies aériennes conventionnelles.

##### 4.1.4.1 Le till en couverture mince (Tm)

Le till en couverture mince (0,30 à 1 m) est principalement localisé sur le haut des collines rocheuses, en alternance avec les affleurements de roc. Dans ces secteurs, il tend à épouser les formes du socle rocheux, suivant les failles et plis du secteur. Il est identifiable sur le MNT LiDAR par sa texture bosselée, causée par les structures du roc sous-jacent. Sur la figure 4.9 (région du lac Perron; figure 4.1), l'encadré A présente une portion du territoire où le roc est affleurant (unité cartographique de roc; moins de 30 cm de sédiments meubles) alors que l'encadré B permet d'observer un léger voile sur la structure du roc, associé à la présence d'une couverture mince de till. L'encadré B constitue un secteur représentatif des étendues de till mince de la région.



**Figure 4.9** Secteurs de roc (zone A; unité cartographique R) et de till mince et discontinu (zone B, unité cartographique Tm); près du lac Perron (appendice B).

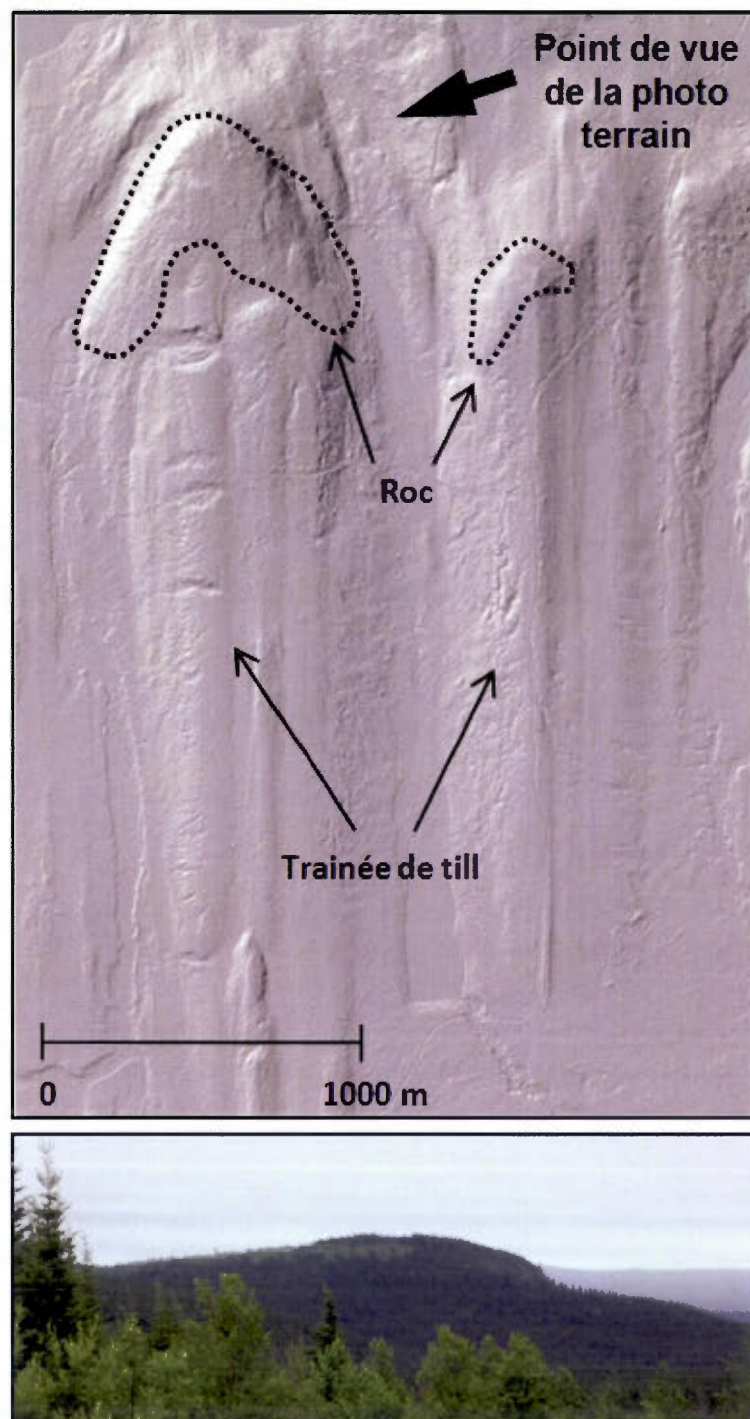
#### 4.1.4.2 Le till en couverture continue (Tc)

Le till en couverture continue est omniprésent sur le terrain d'étude. Ce till (épaisseur > 1 m) peut être identifié à partir de plusieurs caractéristiques géomorphologiques sur le MNT LiDAR. Il forme typiquement une couverture continue de texture très lisse qui masque toutes les irrégularités du substrat rocheux. De plus, il présente aussi une morphologie fuselée qui est observable à l'ensemble du secteur d'étude. Sur le MNT LiDAR, il est possible de distinguer deux types de formes profilées de grandes dimensions: les trainées morainiques derrière un abri rocheux et les drumlinoïdes, et un type de plus faibles dimensions: le *fluting*. Localement, la nappe de till peut aussi prendre la forme de moraines côtelées.

##### 4.1.4.2.1 Les trainées morainiques derrière les abris rocheux

Communément nommées *crag-and-tails*, les trainées morainiques derrière un abri rocheux sont présentes en très grand nombre. En effet, on dénombre plus de 450 *crag-and-tails* répartis sur tout le territoire. On observe une plus grande concentration de ces formes dans la partie nord-ouest du terrain, tout particulièrement entre les lac Dubois et Micta Nimepar (figure 4.1). Cette concentration peut être attribuable à la morphologie bosselée du socle qui serait favorable à la construction de trainées de till. Les trainées derrière abri du terrain ont des dimensions variables. Leurs longueurs varient de 300 à 3800m, leurs largeurs entre 90 à 1000 m et leurs hauteurs de 10 à 95 m. Ces formes sont d'excellents indicateurs de la direction des écoulements glaciaires. Ces trainées de till suivent le même patron d'orientation que les formes d'érosion glaciaire associée à la phase pléniglaciaire (chapitre III) : elles indiquent un écoulement vers le SSO (200°) dans la portion nord-ouest du terrain et vers le sud (180°) dans la portion est.

Dans la partie est du terrain, un exemple d'une trainée morainique derrière un abri a attiré notre attention par sa très grande dimension, mais aussi par sa morphologie typique (figure 4.10). Ce *crag-and-tail* montre une longueur de 3800 m, une largeur de 1000 m et une hauteur de 95 m. On note aussi que le till de cette trainée morainique est fuselé en surface (*fluting*); nous y reviendrons. Sur la partie amont glaciaire de la butte de roc formant la tête



**Figure 4.10** Trainées morainiques derrière abri, sud du lac Roy. Photo du bas: vue du *crag-and-tail* sur le terrain, vue vers le SO (appendice B). On note la présence de formes fuselées de plus petites dimensions (*fluting*) et de chenaux juxtaglaciaires sur le sommet de cette accumulation de till.

du *crag-and-tail*, on peut observer un placage de till; celui-ci est déduit, sur le MNT LiDAR, par la présence de ravinement sur la partie nord-ouest de la forme (figure 4.10). Dans une coupe localisée en amont d'un *crag-and-tail* de petite taille située près du lac Équerre (figure 4.1), nous avons observé qu'il s'agissait d'un till fissile (figure 4.11).





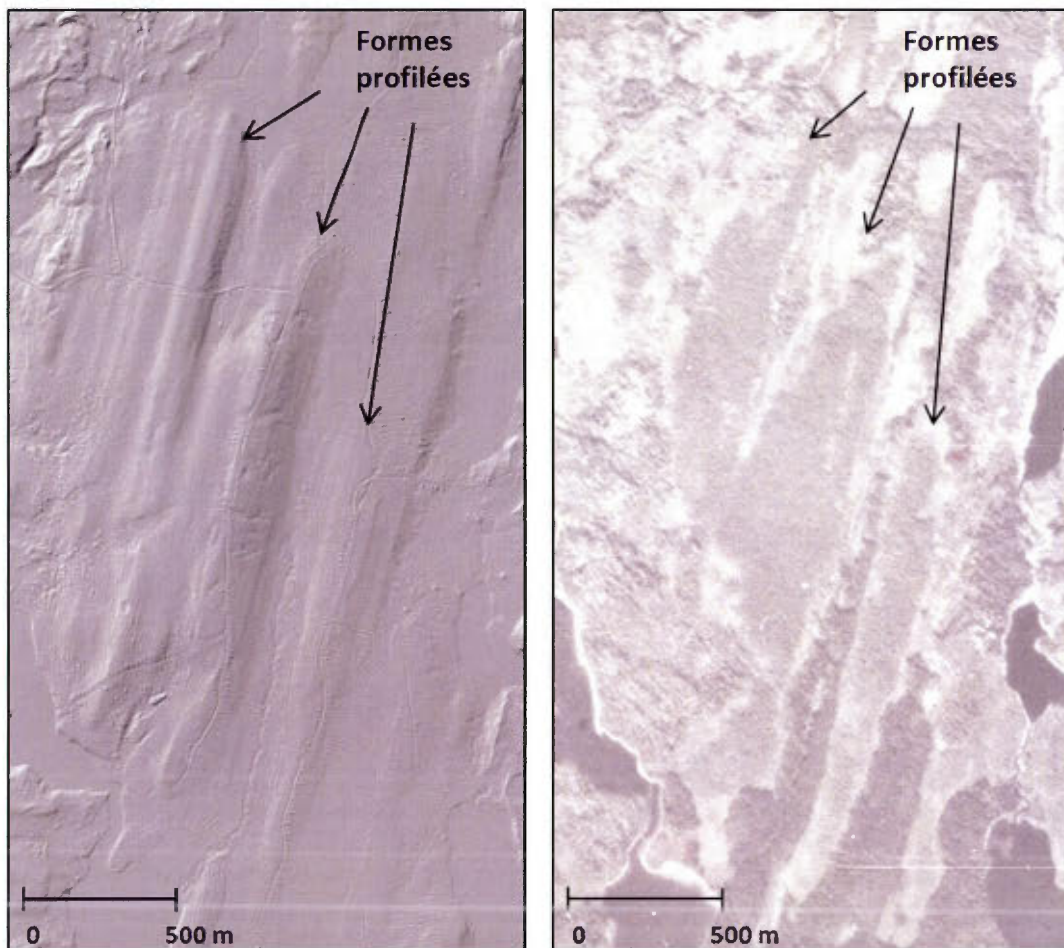
**Figure 4.11** Till fissile à la tête d'une trainée morainique derrière abri, près du lac Équerre (appendice B).

#### 4.1.4.2.2 Les drumlinoïdes

À l'échelle de la région, les nappes de till en couverture continue sont souvent marquées par des formes fuselées qui se distinguent par l'absence d'une butte rocheuse dans leur partie amont (figure 4.12). La répartition spatiale de ces formes allongées semble être en relation avec la présence de basses terres ou de reliefs aplanis. On dénombre plus de 200 formes profilées à l'intérieur de la zone d'étude et leur orientation tend à suivre systématiquement l'écoulement glaciaire régional (voir chapitre III). Les dimensions des formes profilées observées varient, en longueur, de 500 à 2500 m, en largeur, de 100 et 400 m, et ne dépassent que rarement les 15 m de hauteur. Sur le MNT LiDAR, les formes profilées sont identifiées grâce à leur profil allongé et à leur texture lisse.

#### 4.1.4.2.3 Le *fluting*

Sur le MNT LiDAR, les *crag-and-tails* comme les drumlinoïdes sont souvent marqués en surface par de nombreux sillons parallèles à la forme principale, séparant des crêtes de till. Ce phénomène associée aux nappes de till est communément nommée *fluting*, *flutes*, *fluted moraines* ou *fluted drift* (Flint, 1971; Boulton, 1976; Sugden et John, 1976 et Kujansuu, 1990). Les dimensions de ces formes fuselées de plus petites dimensions diffèrent selon le secteur. Leur largeur varie de 5 à plus de 35 mètres et leur longueur, de 100 m à quelques kilomètres. De façon générale, on retrouve ces petites formes fuselées aux endroits où les terres n'ont pas été submergées par les eaux glaciolacustres. Il a été documenté que ces formes s'avèrent très peu résistantes au temps, notamment face à l'action érosive de l'eau (Benn et Evans, 2010). On note une plus grande concentration de zones où le till est marqué par ces petites formes fuselées dans le secteur nord-ouest de la région d'étude. De Corta (1989) a observé des formes similaires dans les nappes de till situées au sud de Chibougamau. Il précise que ces formes suivent les mêmes directions que l'écoulement glaciaire de son secteur d'étude. Le *fluting* observé dans notre région semble suivre la même direction d'écoulement que celles déduites de la compilation des formes d'érosion glaciaire décrites au chapitre III.



**Figure 4.12** Formes profilées de type drumlinoïde, avec en surface des formes fuselées de plus petites dimensions (*fluting*); nord du lac du Principal (appendice B).

La genèse exacte du profilage est encore mal connue. Par endroit, ce fuselage peut être associé à des zones de roc, rappelant dans ces cas les trainées morainiques derrière les abris rocheux. À la manière d'un *crag-and-tail*, une butte allongée de dépôts glaciaire serait alors mis en place à l'arrière de la butte rocheuse par injection (Boulton, 1976; Sugden et John, 1976). Cependant dans notre région, on observe dans certains secteurs des sillons qui sont présents en amont des *crag-and-tails* (figure 4.13). Ailleurs on peut associer ces formes à des sillons creusés dans le till. Aussi, une seconde hypothèse propose que le *fluting* soit le fruit d'une action conjointe d'érosion et d'accumulation des sédiments à la base de la glace (Kujansuu, 1990), permettant d'expliquer l'origine des sillons.

Parce que ce fuselage est systématiquement présent sur l'ensemble des étendues de till du terrain d'étude, il forme un critère incontournable pour l'identification du till en couverture continue. Il est important de noter que le *fluting* est difficilement reconnaissable sur le terrain et peut seulement être identifié vu des airs (Kujansuu, 1990). La comparaison du MNT LiDAR et des photographies aériennes nous permet d'apprécier la précision des détails apportées par le LiDAR (figures 4.12 et 4.13). On constate que seules les plus larges formes de la nappe de till fuselée sont identifiables sur la photographie aérienne.

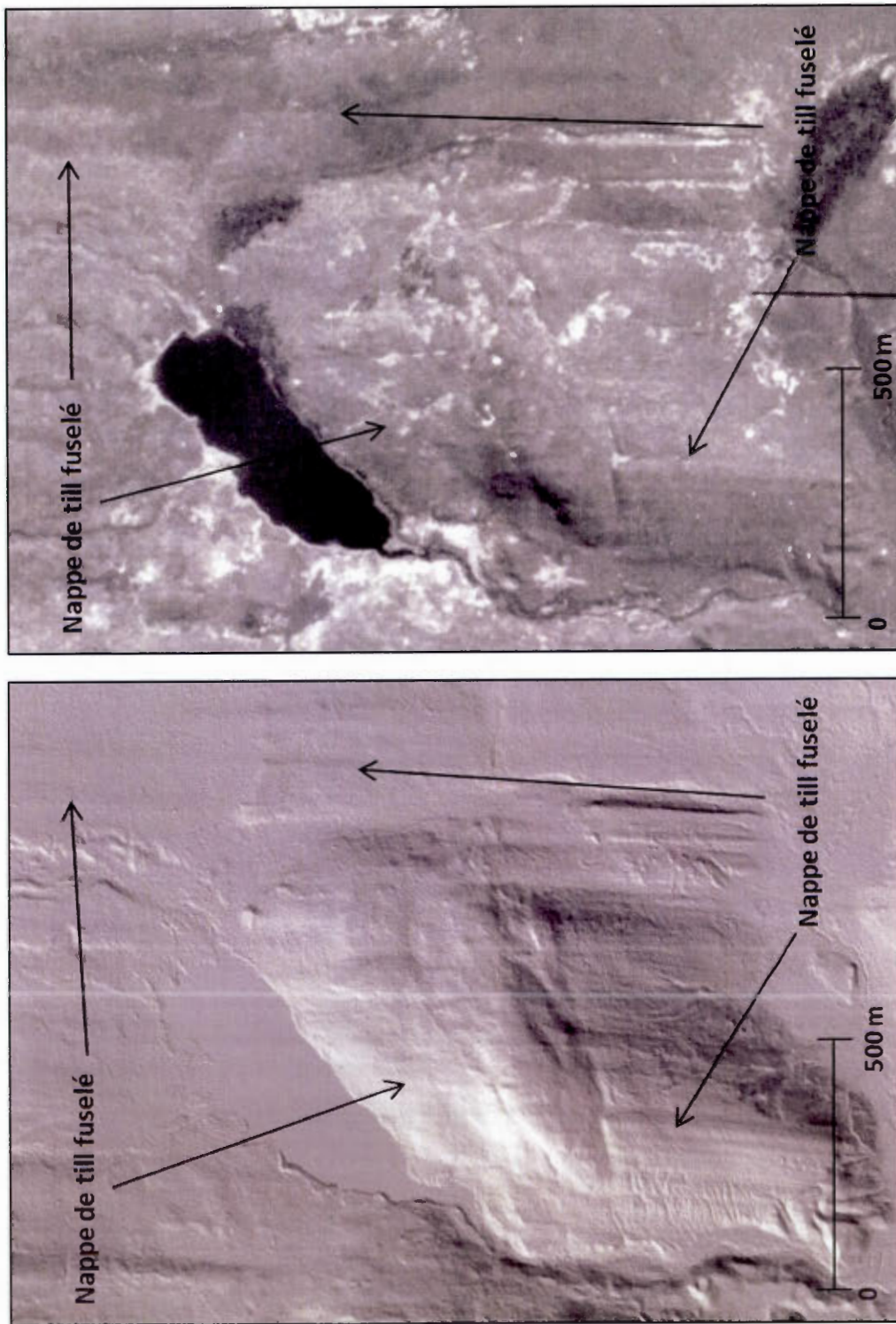


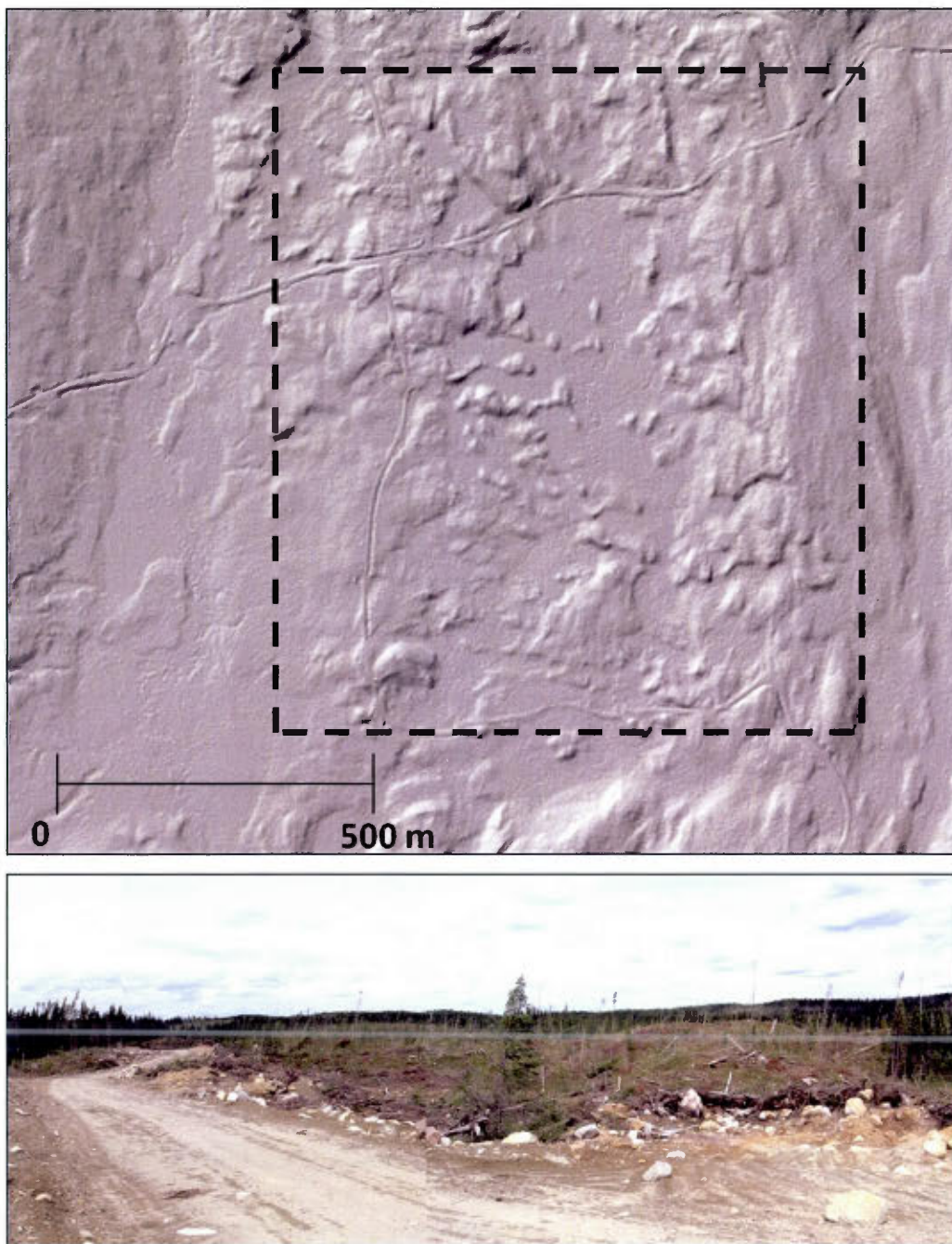
Figure 4.13 Sillons dans le till d'une traînée morainique derrière abri, sud du lac Brook (appendice B).

#### 4.1.4.2.4 Les moraines côtelées

Dans cinq secteurs de la région d'étude, il a été possible d'observer des crêtes morainiques qui présentent certaines caractéristiques propres aux moraines côtelées, aussi appelées *ribbed moraines*. À partir du MNT LiDAR, un premier secteur a été identifié à l'ouest du lac Spring (appendice A) dans la portion sud-ouest de la zone d'étude. Toujours dans le même secteur, on observe un deuxième site près du lac Magnan, à environ 4 km à l'ouest du lac Toupin (appendice A). Un troisième site est localisé à l'est de la Baie Verreau (appendice A). On aussi retrouve une série de moraines dans la partie est du terrain, à environ 2 km au nord du lac Premier. Ce quatrième site a été visité lors de la campagne de terrain (figure 4.14; arrêt 5S13; appendice B). Finalement, on retrouve un dernier site à l'est du lac Berlinguet (appendice A).

Au total, c'est plus de 150 crêtes morainiques de type côtelées, souvent regroupées (environ une quinzaine), qui ont été recensées. Il s'agit de petites crêtes, au profil asymétrique (côté amont glaciaire en pente douce et aval, abrupte), dont la surface est parfois fuselée (figure 4.14). Les dimensions moyennes de ces moraines sont d'environ 5 m de hauteur, 40 m de largeur et d'une longueur variant entre 450 et 750 m. L'espacement moyen entre chaque crête est d'environ 100 m. Ces caractéristiques semblent correspondre grossièrement à la description de telles moraines effectuées par Cowan (1968), Lundqvist (1989) et Dunlop et Clark (2006).

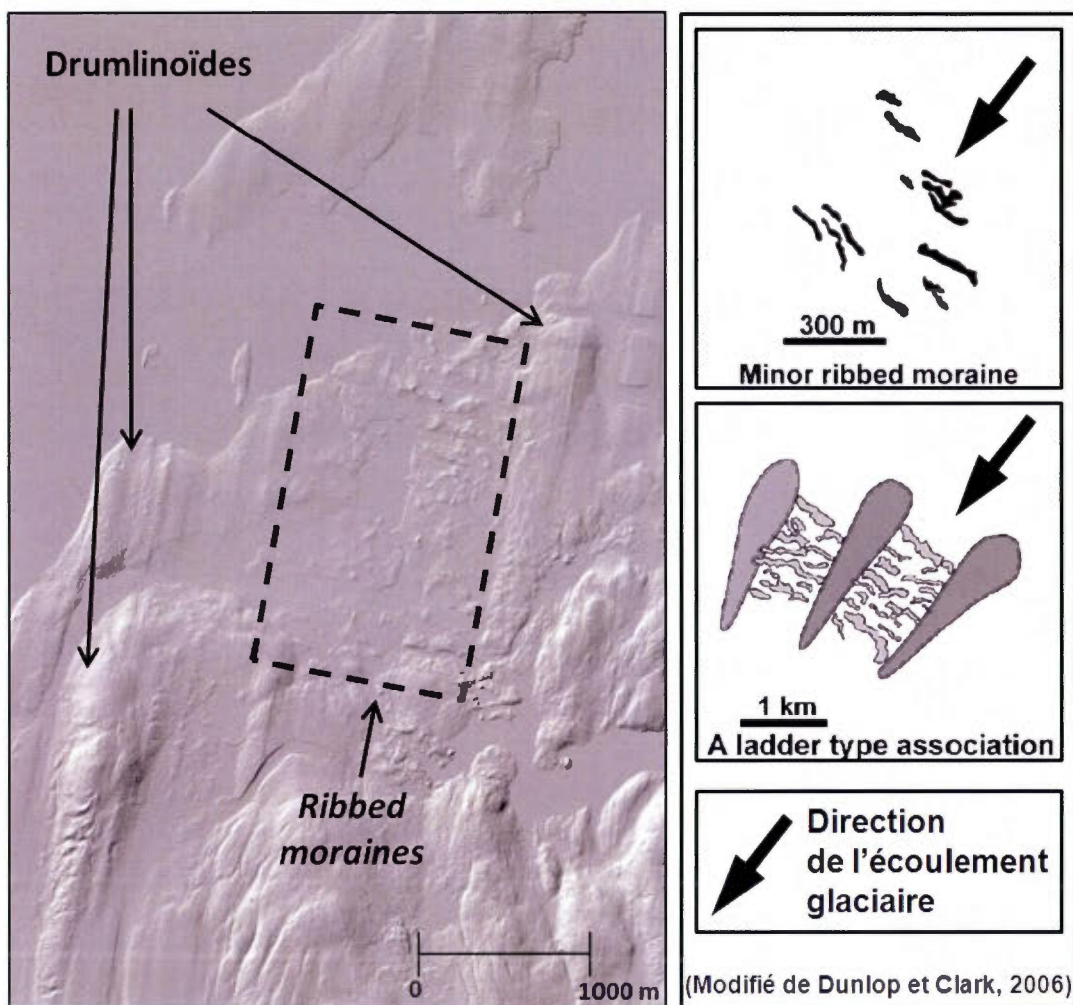
Quelques coupes dans ces moraines, souvent utilisées comme bancs d'emprunt pour la construction de routes forestières, ont permis d'analyser l'architecture interne de ces formes. Ces buttes morainiques sont composées de till à clastes grossiers, recouvert de blocs décimétriques sub-anguleux (figure 4.14), ce qui concorde avec les observations faites par Bouchard (1989). Localement, des tourbières ou des lacs comblent les dépressions entre les crêtes (figure 4.14).



**Figure 4.14** Moraines côtelées. Photo du bas: moraines sur le terrain, vue vers le nord, arrêt 5S13; nord du lac Premier (appendice B).

Suivant la classification de Dunlop et Clark (2006), les crêtes morainiques des quatre secteurs sont de type «moraines côtelées mineures» (figure 4.15), de par leurs petites dimensions et l'espace plus grand et aléatoire entre chacune des crêtes. Ces moraines sont présentes dans les dépressions et souvent en association avec des secteurs où l'on observe des formes analogues aux drumlins (Cowan, 1968; Bouchard, 1989; Lundqvist, 1989; Dunlop et Clark, 2006). On observe notamment cet association de formes glaciaires près du lac Toupin (figure 4.15). On y note que les moraines de ce secteur sont localisées entre des formes de type drumlinoïdes et sont elles-mêmes fuselées. Cette caractéristique confirme l'origine sous-glaciaire de ces formes morainiques et témoigne d'un changement dans le régime d'écoulement glaciaire.





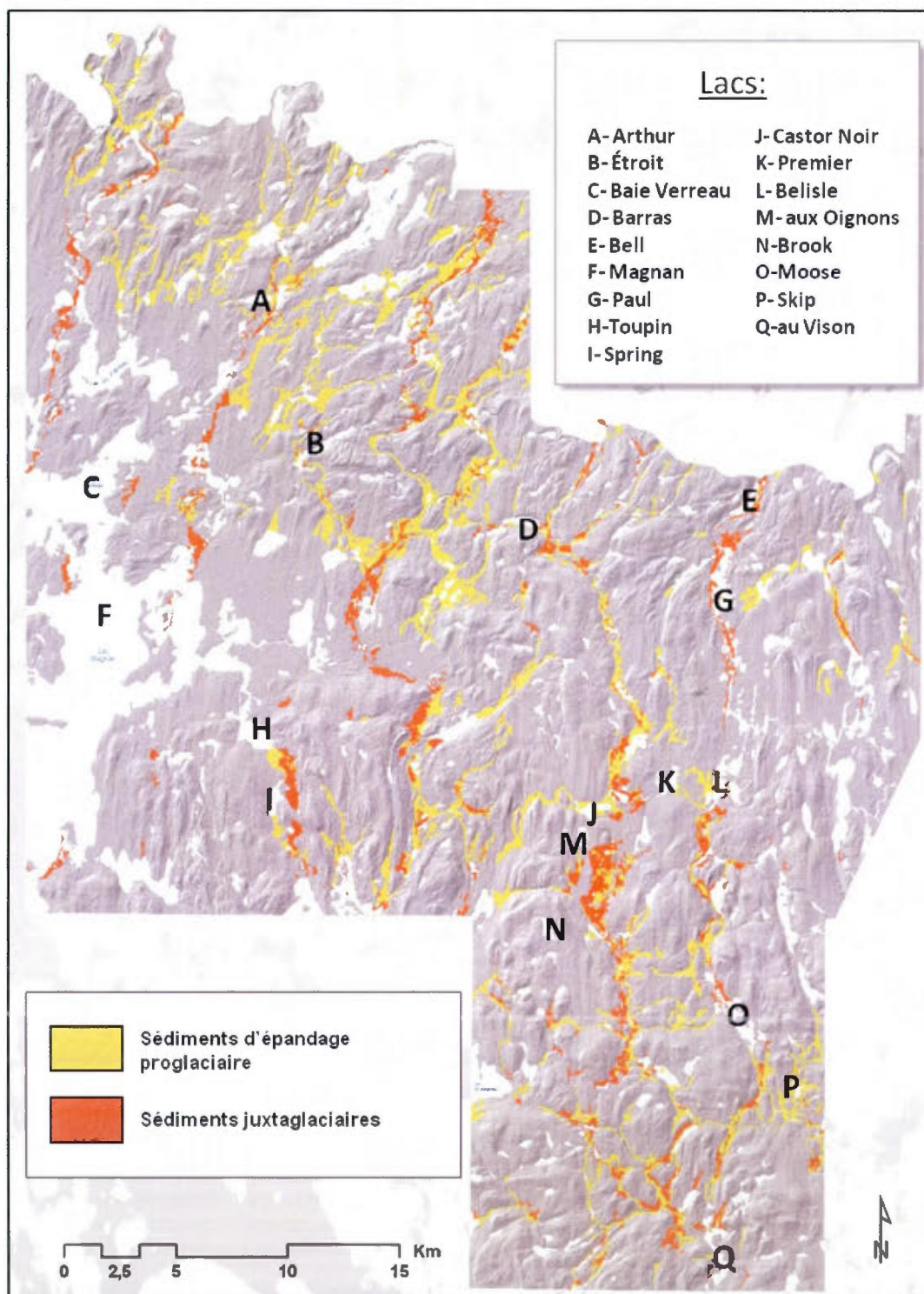
**Figure 4.15** À gauche, exemples de moraines côtelées (*ribbed moraines*) situées entre des formes drumlinoïdes, sud du lac Magnan (appendice A). À droite un exemple de moraines côtelées tirées de Dunlop et Clark (2006).

## 4.2 Les sédiments fluvioglaciaires

### 4.2.1 Épaisseur, texture, structure et origine

Les sédiments fluvioglaciaires reposent sur le till ou le roc. La superficie totale couverte par ces dépôts pour l'ensemble du terrain cartographié est d'environ 10% (figure 4.16). Les épaisseurs de dépôts fluvioglaciaires mesurées sur le terrain d'étude varient de 1 à 23 m. Cette épaisseur maximale de 23 m a été mesurée près du lac du Castor Noir dans une moraine mineure (figure 4.16). Les mesures effectuées à partir du MNT LiDAR montrent également des épaisseurs d'environ 30 m au nord-est du lac Brook (figure 4.16), aussi associés à des dépôts morainiques. Il est possible de distinguer deux types de dépôts fluvioglaciaires : les dépôts fluvioglaciaires de contact ou juxtaglaciaires (Gx) qui couvrent environ 3,5% de la région et les sédiments d'épandage proglaciaire (Go) avec 6,5% (figure 4.16). Les dépôts juxtaglaciaires observés sont principalement composés de sables grossiers, de graviers grossiers, de cailloux et de blocs pouvant parfois être métriques. Ces matériaux sont arrondis à subanguleux, jointifs et amalgamés dans une matrice lâche, mal triée et hétérogène. En coupe, ils peuvent parfois présenter des stratifications grossières, subhorizontales ou obliques. Par endroits, ils peuvent être recouverts par des dépôts d'épandage proglaciaire, des sédiments glaciolacustres ou des dépôts organiques. Les sédiments d'épandage proglaciaire ont une position stratigraphique similaire aux sédiments juxtaglaciaires. Localement, ils peuvent être recouverts par des sédiments éoliens. En aval, dans les zones envahies par des lacs d'obturation glaciaire, on observe un passage graduel des sédiments proglaciaires subaériens vers des sédiments glaciolacustres deltaïques.

Les dépôts fluvioglaciaires forment de longs corridors suivant plusieurs vallées et peuvent s'étendre sur une distance de plusieurs dizaines de kilomètres (figure 4.16). Généralement, ils se disposent parallèlement à la direction des formes d'érosion recensées, soit selon une orientation N-S dans la portion est et sud du terrain et une orientation NNE-SSO à l'extrémité ouest du territoire (figure 4.16). On observe une plus forte concentration de ces dépôts dans la portion est du terrain d'étude. Dans la partie ouest, les dépôts fluvioglaciaires ont possiblement été enfouis par des sédiments associés à la présence d'un lac proglaciaire de



**Figure 4.16** Répartition des sédiments fluvioglaciaires; juxtaglaciaires (Gx) et proglaciaires (Go).

grande étendue. De même, il est vraisemblable que des sédiments juxtaglaciaires sont présentement submergés par les eaux du réservoir Gouin.

#### 4.2.2 Géomorphologie

Les formes d'accumulation fluvioglaciaires ont été distinguées en fonction de leurs caractéristiques morphologiques, lesquelles nous renseignent sur leur mode de mise en place. Nous avons distingué plusieurs formes fluvioglaciaires associées à une mise en place juxtaglaciale, soit les eskers, les moraines mineures et les deltas-kames, et une seule associée à un contexte proglaciaire, soit les plaines d'épandage subaérien. Outre ces formes d'accumulation, de nombreuses formes d'érosion produites par les eaux de fonte fluvioglaciaires sont présentes dans la région d'étude. Ils se déclinent en trois types selon leur environnement de mise en place: chenaux d'eau de fonte juxtaglaciaires, proglaciaires et sous-glaciaires.

##### 4.2.2.1 Les eskers

Les nombreux eskers du terrain d'étude sont constitués d'une ou de plusieurs crêtes sinueuses, continues ou discontinues, dont l'orientation est généralement nord-sud. Les eskers sont normalement perpendiculaire au front glaciaire; ils permettent donc d'estimer l'orientation du front de l'inlandsis lors de son recul. Ces eskers ont des dimensions très variables, particulièrement pour leur longueur, passant de quelques dizaines de mètres à des tronçons pouvant mesurer plus de 4,5 km, comme par exemple pour l'esker situé entre les lacs Paul et Belisle (figure 4.16; appendice A). Certains corridors fluvioglaciaires où les eskers sont présents peuvent s'allonger sur plus de 20 km. Leur hauteur est aussi variable avec des valeurs variant de 2 m à un maximum de 26 m (esker entre le lac du Castor Noir et le lac Premier; figure 4.16). Leur largeur varie grandement: de 10 m à plus de 180 m. Dans les coupes décrites provenant de deux segments d'esker (sud du lac Arthur, arrêt 16S10 et au sud du lac Paul, arrêt 7S16; figure 4.17; appendice B) nous avons observé la présence d'un

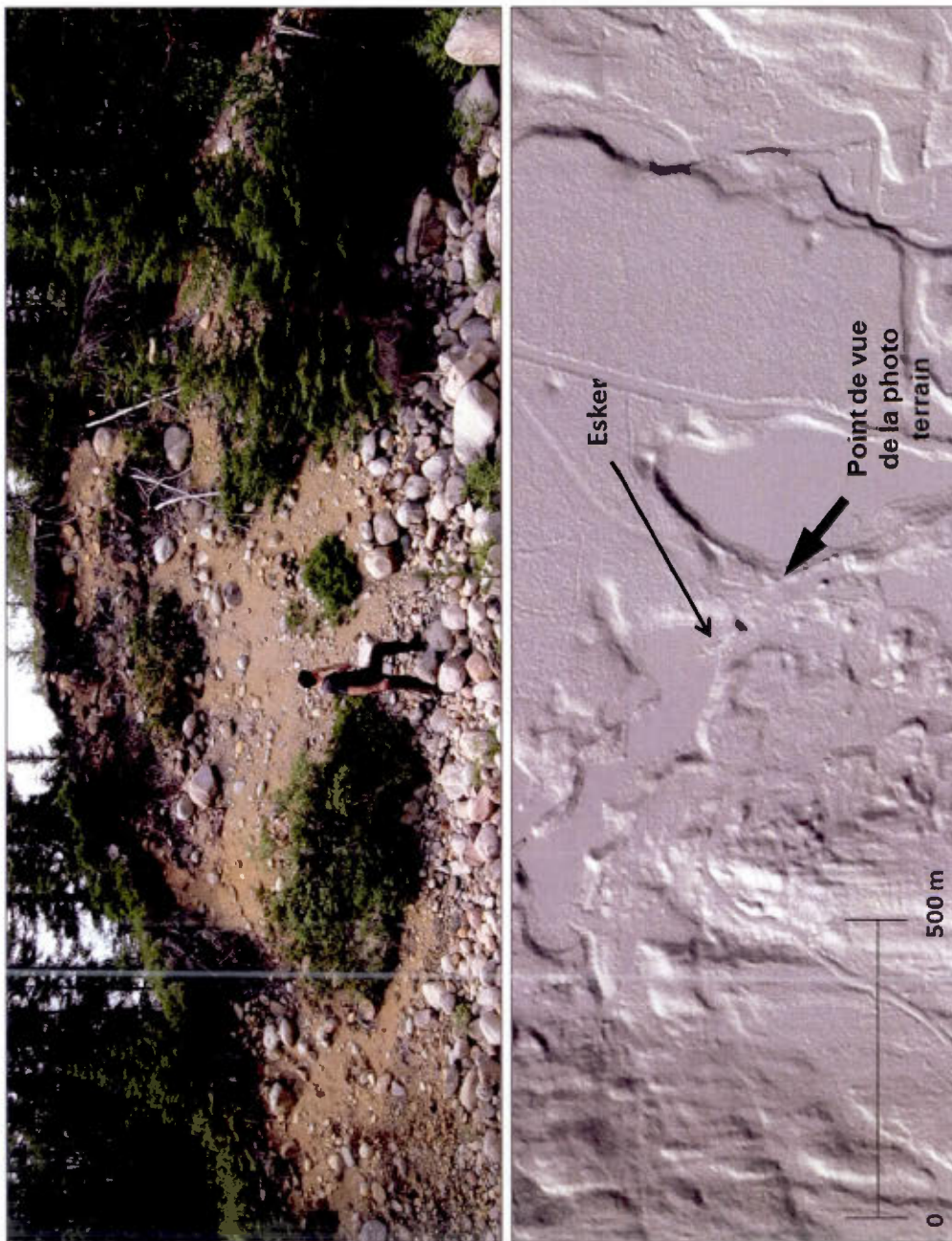


Figure 4.17 Coupe dans un esker. Sud du lac Paul, arrêt 7S16 (appendice B).

diamicton sableux, sans structure apparente, de texture très grossière, à clastes fortement arrondis, où les blocs décimétriques et métriques sont abondants et jointifs (figure 4.17).

Les eskers sont le plus souvent observés en association avec d'autres formes d'origines juxtaglaciaires. C'est ainsi qu'on observe généralement de nombreuses crêtes morainiques mineures à proximité. Ces crêtes morainiques s'entremêlent parfois aux eskers, rendant leur identification complexe. On observe aussi de nombreux cas de corridors fluvioglaciaires où les eskers sont à crêtes multiples (figure 4.18). Là où des lacs d'obturation glaciaire ont existé, on y voit aussi des sédiments glaciolacustres littoraux adossés sur les flancs des eskers. Les pentes de ces flancs d'esker s'en trouvent alors adoucies. Finalement, on note que de nombreux kettles sont présents à proximité des eskers du secteur.

Sur le MNT LiDAR, l'identification des eskers se fait certainement par leurs formes de crêtes longilignes qui serpentent le territoire, mais aussi par leur texture généralement lisse ou légèrement bosselée.

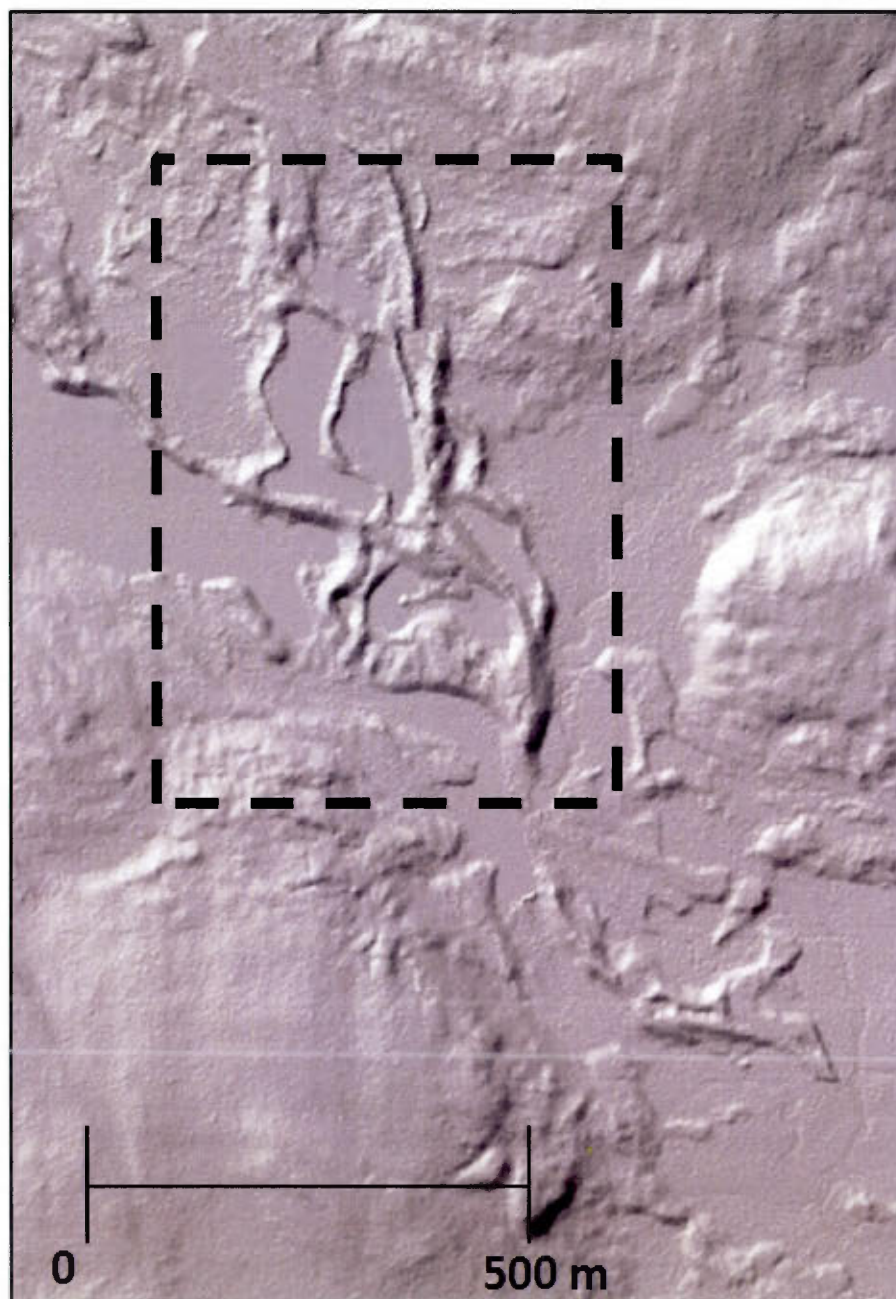


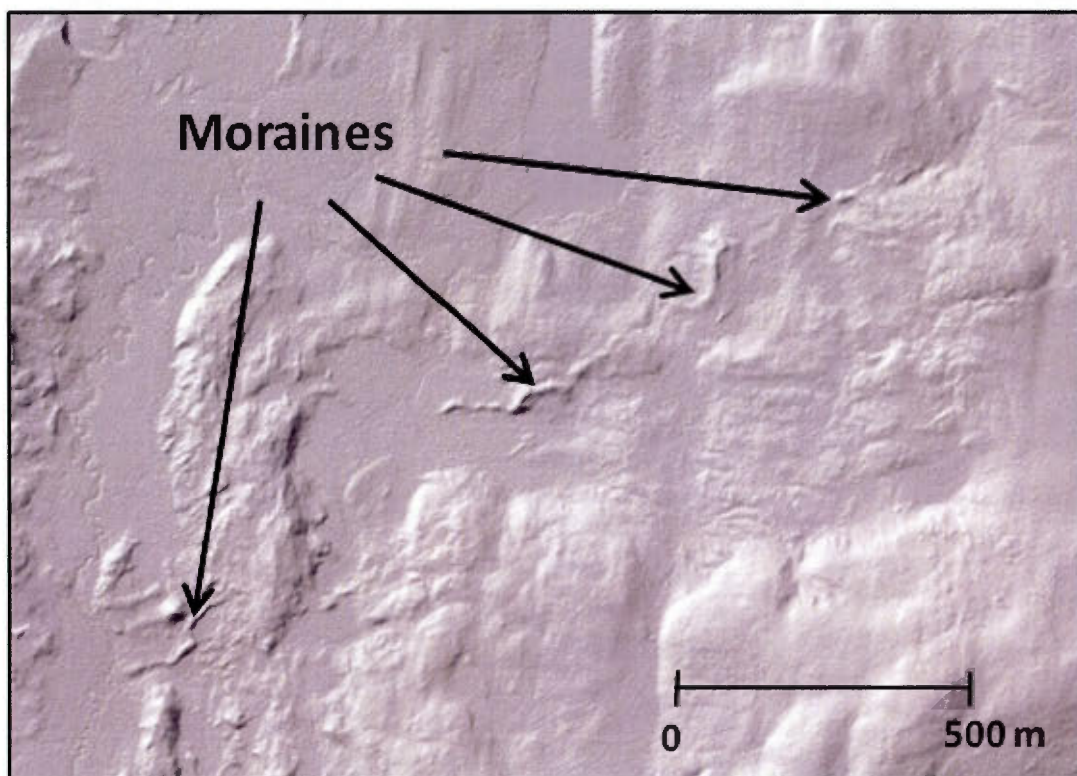
Figure 4.18 Eskers à crêtes multiples. Est du lac Brook (appendice B).

#### 4.2.2.2 Les moraines mineures

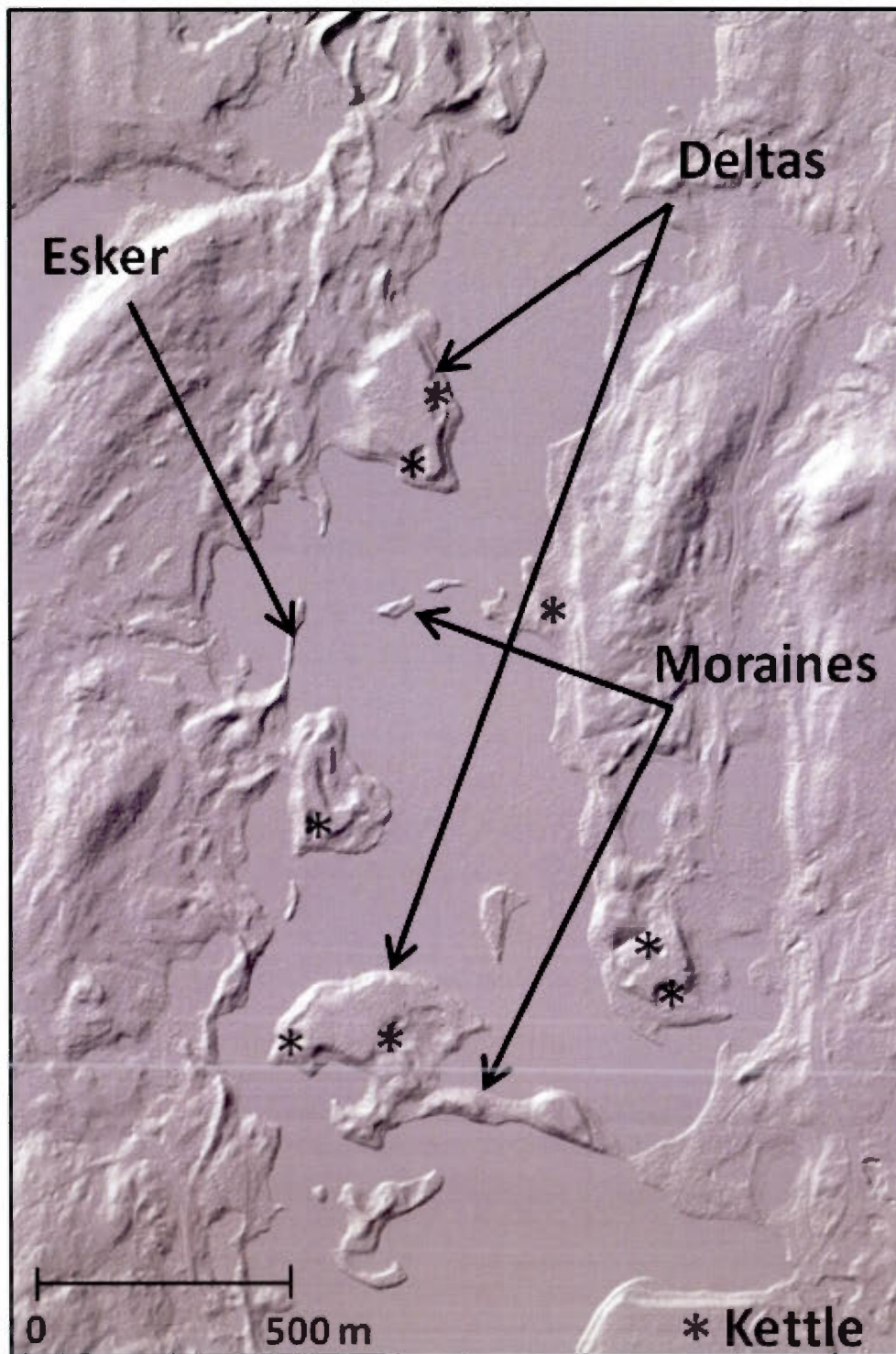
L'analyse du MNT LiDAR a permis d'identifier plus de 850 crêtes morainiques mineures sur l'ensemble de la zone cartographiée. On observe principalement ces moraines dans les creux topographiques, fréquemment associées aux eskers. Leur disposition nous permet, notamment, d'avoir un aperçu détaillé de l'allure du front glaciaire lors de son retrait.

Les moraines mineures forment de petites crêtes constituées de dépôts fluvioglaciaires qui ont été produites à la marge glaciaire lors de son retrait. Les dimensions de ces crêtes sont très variables selon leur localisation. Les moraines situées sur les interfluves, juchées sur les buttes de till en couverture continue, sont généralement moins larges et moins hautes, mais plus longues que celles retrouvées dans les vallées (figure 4.19). Les moraines localisées sur les interfluves ont de 10 à 25 m de largeur, jusqu'à 1200 m de longueur et une hauteur variant entre 2 et 5 m. Les dimensions des moraines mineures situées dans les vallées varient de 5 à 75 m de largeur, jusqu'à 900 m de longueur et une hauteur variant entre 4 et 15 m. Les quelques moraines mineures analysées sur le terrain, toutes situées dans les vallées, étaient toutes composées de matériel fluvioglaciaires. Certains tronçons observés notamment près du lac Bell ou du lac du Castor Noir (figure 4.16) sont principalement composés de sables grossiers, graviers et cailloux arrondis, le tout dans une matrice lâche sans structure apparente. Dans les corridors fluvioglaciaires, les moraines mineures sont généralement associées à d'autres formes d'accumulation d'origines juxtaglaciaires, comme les eskers, les deltas-kames ou les kettles (figure 4.20).



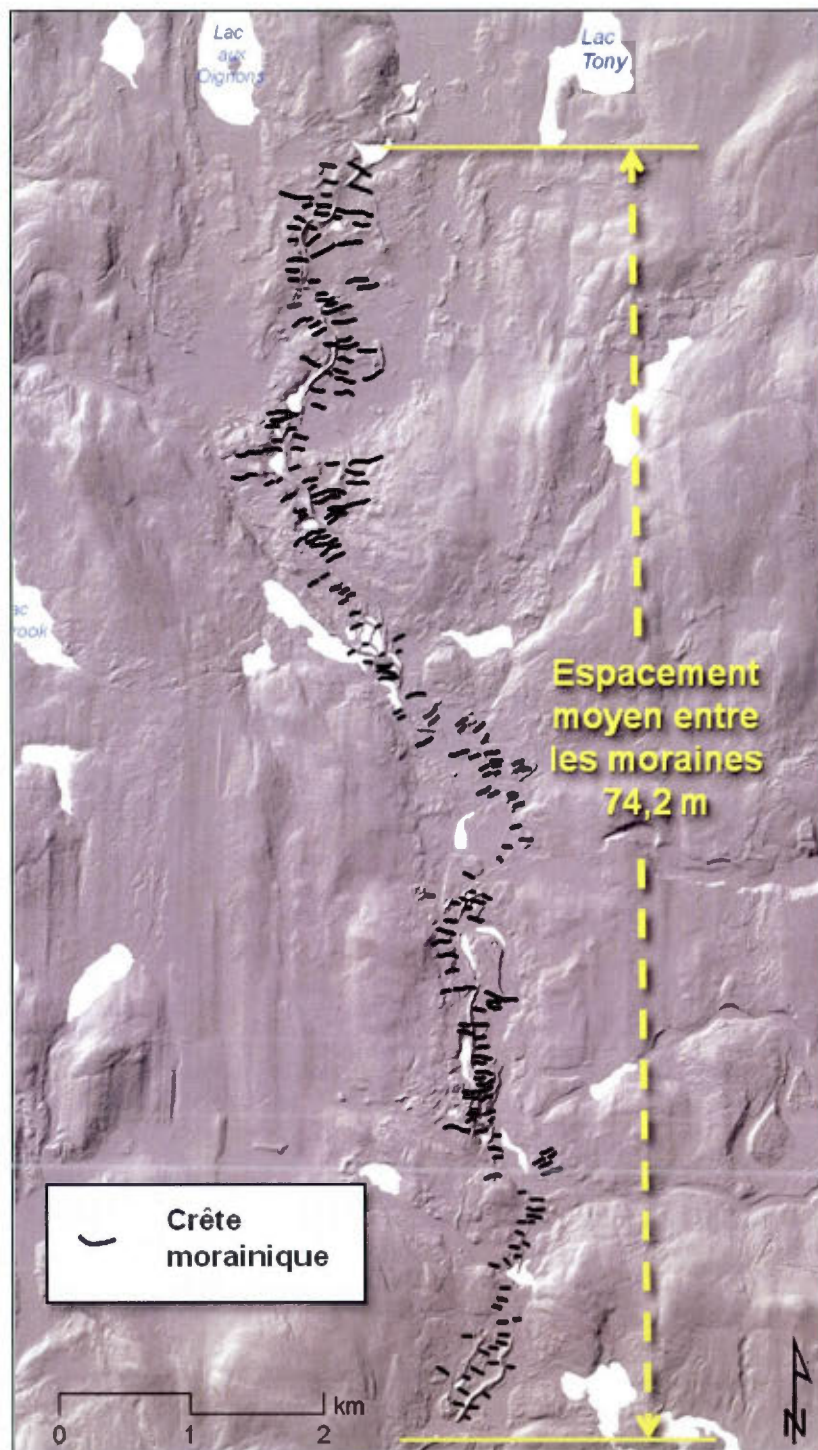


**Figure 4.19** Moraines mineures, exemple de crêtes localisées sur un interfluve, sud du lac Tony (appendice B).



**Figure 4.20** Moraines mineures et formes associées dans une vallée, lac Paul (appendice B).

En considérant que certains modèles associent les moraines mineures à des pauses dans le retrait de la marge glaciaire et en émettant l'hypothèse qu'elles pourraient représenter des accumulations annuelles, nous avons tenté d'établir le taux de recul de la marge glaciaire le long d'un tronçon de vallée où ces moraines sont particulièrement abondantes. Dans la vallée située au sud du lac aux Oignons, nous avons identifié 139 moraines mineures successives, bordant un esker, sur une distance de 10,8 km (figure 4.21). En tenant compte de cette hypothèse, le taux de recul annuel estimé serait de 74,2 m/an.



**Figure 4.21** Estimation du taux annuel de retrait à partir de la distance entre les crêtes morainiques. Sud du lac aux Oignons (appendice A).

#### 4.2.2.3 Les deltas juxtaglaciaires

Les deltas de contact glaciaire, aussi appelé deltas-kames, sont formés au front d'une marge glaciaire, elle-même en contact avec un plan d'eau. Dans le secteur d'étude, les lacs proglaciaires présents dans les nombreuses vallées ont permis la création de ces deltas. Les corridors fluvioglaciaires de la région sont donc marqués par la présence de ces surfaces tabulaires deltaïques de faibles superficies (quelques kilomètres carrés), dont les hauteurs varient entre 10 à 20 m. Ces surfaces sont souvent disséquées par des ravins creusés par les eaux de fonte fluvioglaciaires et les rivières actuelles et localement, on y note aussi la présence de nombreux kettles. Des exemples se trouvent près du lac au Vison, du lac Moose, du lac Skip ou comme l'exemple de la figure 4.22, au nord du lac à l'Isle (figure 4.16; appendice A). En coupe, on observe que ces accumulations sont constituées de sables moyens à grossiers, de graviers et cailloux arrondis, disposés en stratifications horizontales ou obliques planes. Ces deltas sont souvent associés à des eskers et à des crêtes morainiques qui se forment de longs des complexes juxtaglaciaires.

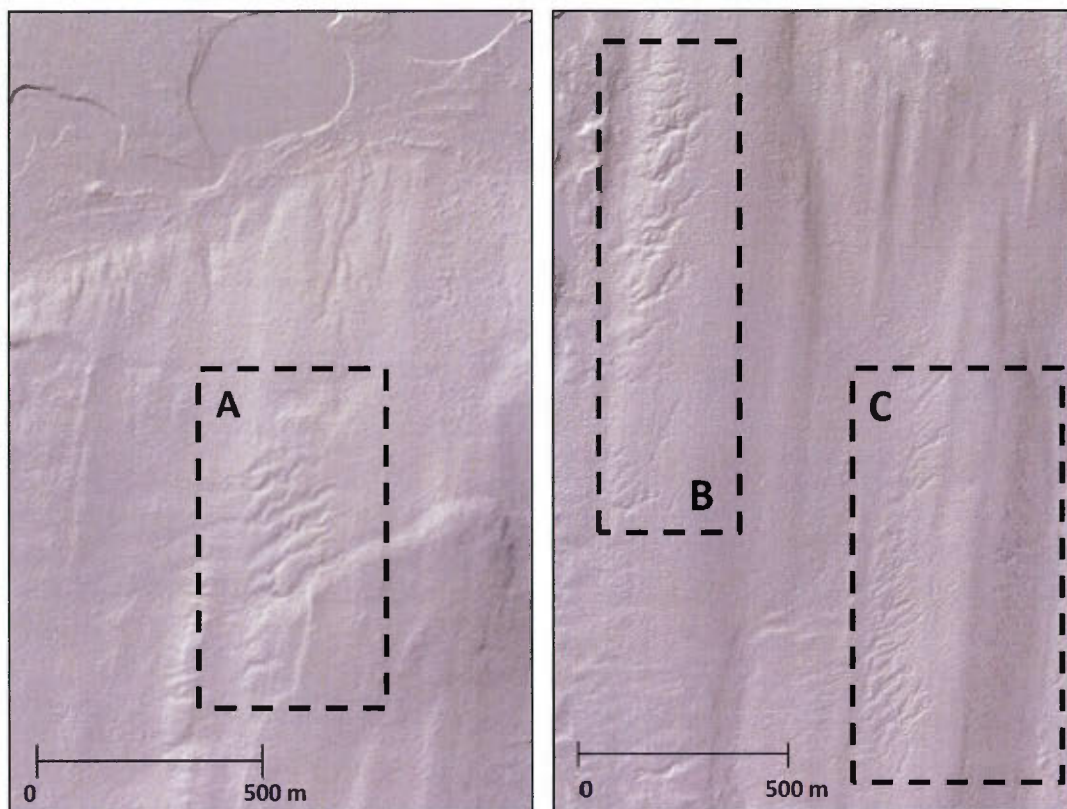


**Figure 4.22** Deltas juxtaglaciaires et kettles dans un complexe fluvioglaciaire de contact; nord du lac à l'Isle (appendice B).

#### 4.2.2.4 Les chenaux juxtaglaciaires, proglaciaires et sous-glaciaires

À plusieurs endroits dans le secteur d'étude, on observe de nombreuses formes d'érosion laissées par le passage des eaux de fontes en provenance du front glaciaire en récession. Alors que l'identification de ces formes demeure complexe par photographie aérienne vu leurs petites tailles (métrique ou décimétrique), la très haute précision d'un MNT généré à partir de données LiDAR a permis d'identifier 600 chenaux juxtaglaciaires et plus de 2500 chenaux proglaciaires sur l'ensemble du territoire. Les dimensions des chenaux juxtaglaciaires varient de 5 à 30 m de largeur, ont une profondeur moyenne de 1 à 2 m et une longueur variant de 60 m à près de 700 m. On observe aussi que la majorité des chenaux juxtaglaciaires sont localisés sur les versants ouest (figure 4.23; encadrés A et B). Le moins grand nombre de chenaux situés sur les versants est que ouest, et leurs dimensions réduites peut être observés sur l'exemple de la figure 4.23, où les encadrés B et C rendent compte de cette différence entre les deux versants. Dyke *et al.* (1992) expliquent ce phénomène par une plus grande intensité du rayonnement solaire en après-midi sur les versants ouest, ayant pour conséquence une fonte plus importante que sur le versant opposé.

Dans le secteur d'étude, les chenaux juxtaglaciaires se manifestent souvent sur les versants couverts de till épais (figure 4.23). Les chenaux juxtaglaciaires, aussi nommés *ice-marginal (lateral) channels*, sont identifiables notamment par leurs ouvertures aux deux extrémités mais surtout par le fait qu'ils suivent un parcours oblique par rapport au sens normal de la pente (Flint, 1971). Ces chenaux suivent la marge glaciaire durant sa récession, de manière à former une série d'arcs successifs provoqués par le recul du front (Flint, 1971; Sugden et John, 1976). À partir de cette information, les chenaux juxtaglaciaires sont utilisés dans le cadre des reconstitutions paléogéographiques pour définir des positions frontales d'un glacier en récession (Dyke, 1999; Jansson et Kleman, 2002; Kleman *et al.*, 2006).



**Figure 4.23** Chenaux juxtaglaciaires, (A; sud du lac Premier et B et C, développés sur un drumlinoïde; nord du lac du Castor Noir (appendice B)).

Les chenaux de fonte proglaciaires sont aussi fréquents dans les plaines de till. Tout comme pour les chenaux juxtaglaciaires, certains chenaux de fonte proglaciaires permettent aussi de connaître la position de la marge glaciaire. C'est le cas lorsque les chenaux proglaciaires débutent au milieu d'une plaine de till, là où rien d'autre qu'un front glaciaire n'aurait permis la création de tels chenaux (figure 4.24). La partie amont de l'ensemble de ces chenaux indique donc la position de la marge glaciaire lors du retrait. De façon générale, les chenaux de fonte proglaciaire ont des dimensions qui sont beaucoup plus imposantes que les chenaux juxtaglaciaires. Certains chenaux atteignent 75 mètres de largeur et près de 1 km de longueur. Les chenaux proglaciaires sont beaucoup plus nombreux que les chenaux juxta-



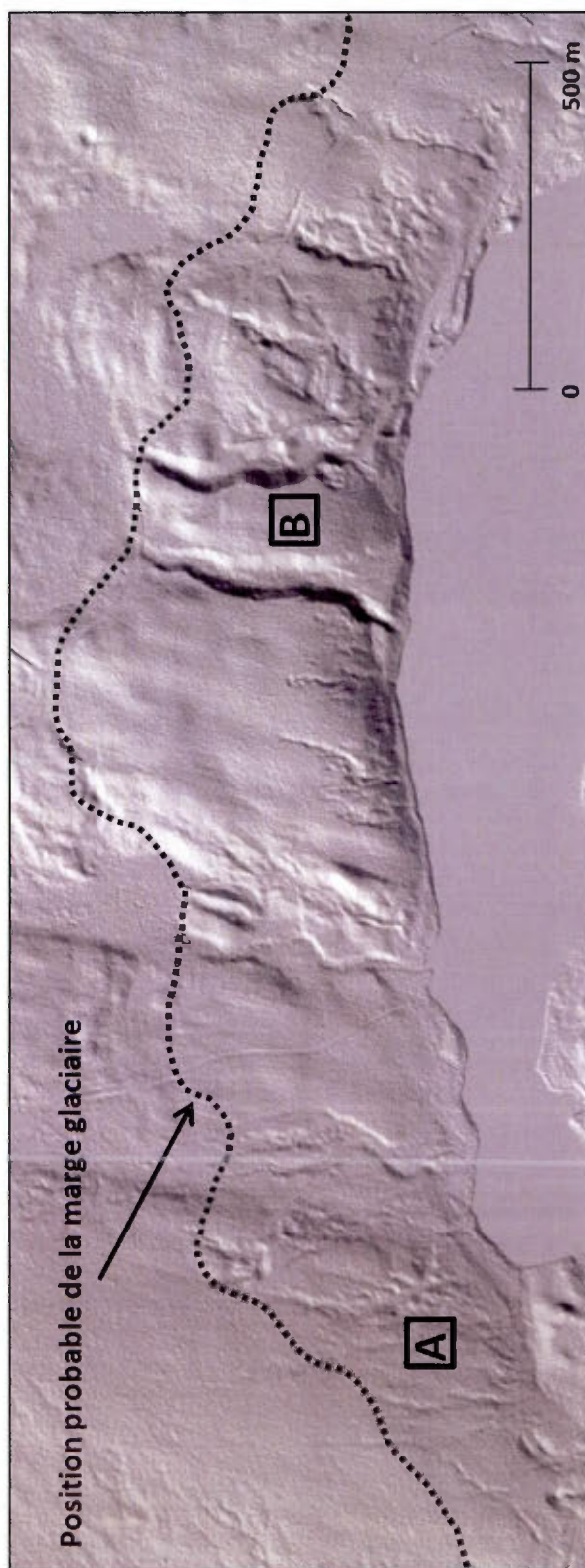


Figure 4.24 Chenaux de fonte proglaciaires et position probable de la marge glaciaire au nord du lac Barras (appendice A).

glaciaires et sont observables un peu partout sur le terrain d'étude, à l'exception des zones envahies par les eaux glaciolacustres; à ces endroits, ils ont probablement été recouverts sous une couche de sédiments. On constate aussi qu'une forte proportion de chenaux de fonte proglaciaires est présente sur les drumlinoïdes et les trainées morainiques.

Dans la partie sud-est du terrain d'étude, à l'ouest du lac Moose (figure 4.16), il est possible d'observer de larges et longs chenaux. Ces chenaux ont des dimensions de 100 à 200 mètres de largeur et une profondeur pouvant atteindre jusqu'à 30 mètres. Ces derniers sont creusés dans la nappe de till continu, laquelle est profilée sous forme de drumlinoïdes (figure 4.25). Les dimensions imposantes de ces chenaux suggèrent qu'ils ont été créés par des eaux de fonte circulant sous haute pression, vraisemblablement développés tôt lors de la fonte de l'inlandsis, et probablement en position sous-glaciaire. Dans la littérature, la définition d'un chenal sous-glaciaire réfère principalement au passage de l'eau de fonte sous pression à l'intérieur de conduites forcées, et ayant pour conséquence de creuser directement dans le roc ou les sédiments (Flint, 1971; Menzies et Shilts, 2002). Le résultat de cette érosion est le développement de longues et larges vallées. Les caractéristiques propres aux chenaux sous-glaciaires sont les suivantes: 1) ils ont tendance à ne pas suivre la topographie du secteur, mais plutôt une trajectoire influencée par la glace du secteur (Flint, 1971; Menzies et Shilts, 2002); 2) les chenaux sous-glaciaires débutent et se terminent généralement abruptement, et 3) ils se situent à proximité d'autres chenaux sans liens avec le réseau fluvial et ont des tracés qui se ramifient de façon transverse avec les autres chenaux sous-glaciaires (Menzies et Shilts, 2002). Ces caractéristiques s'appliquent aux larges chenaux identifiés sur dans la région (figure 4.25).

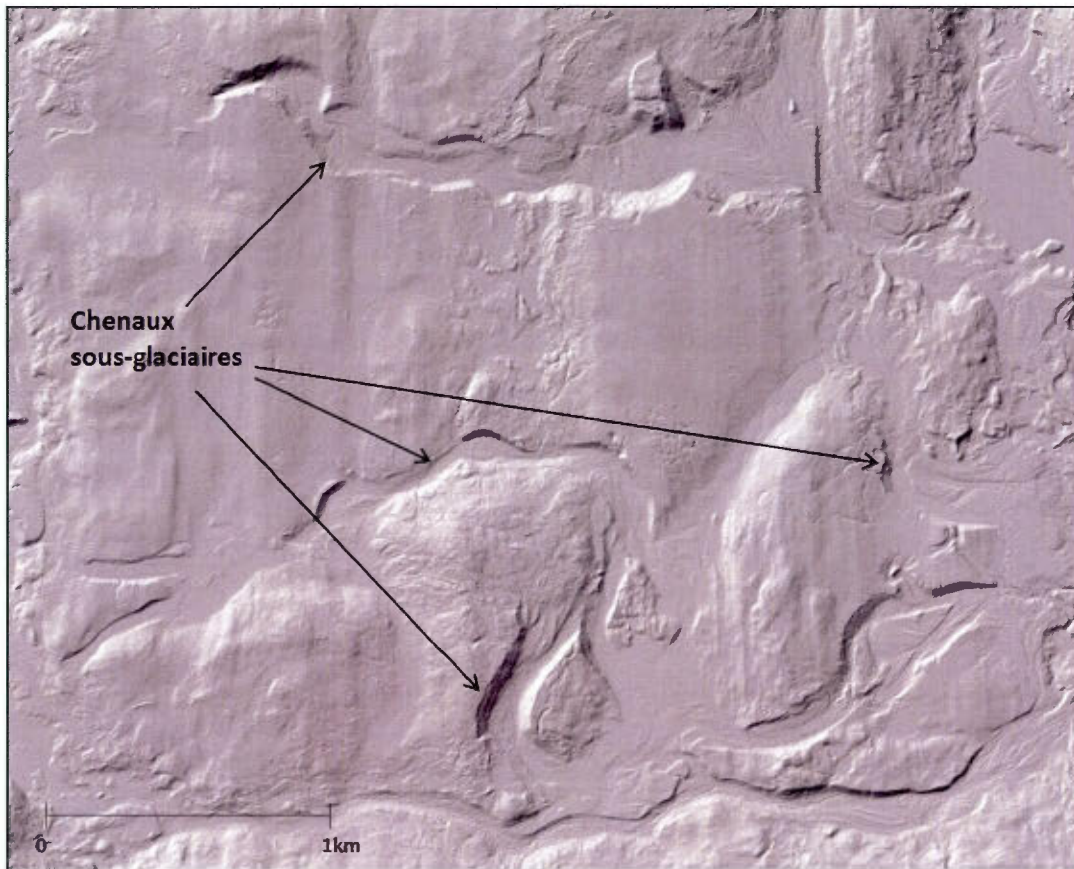
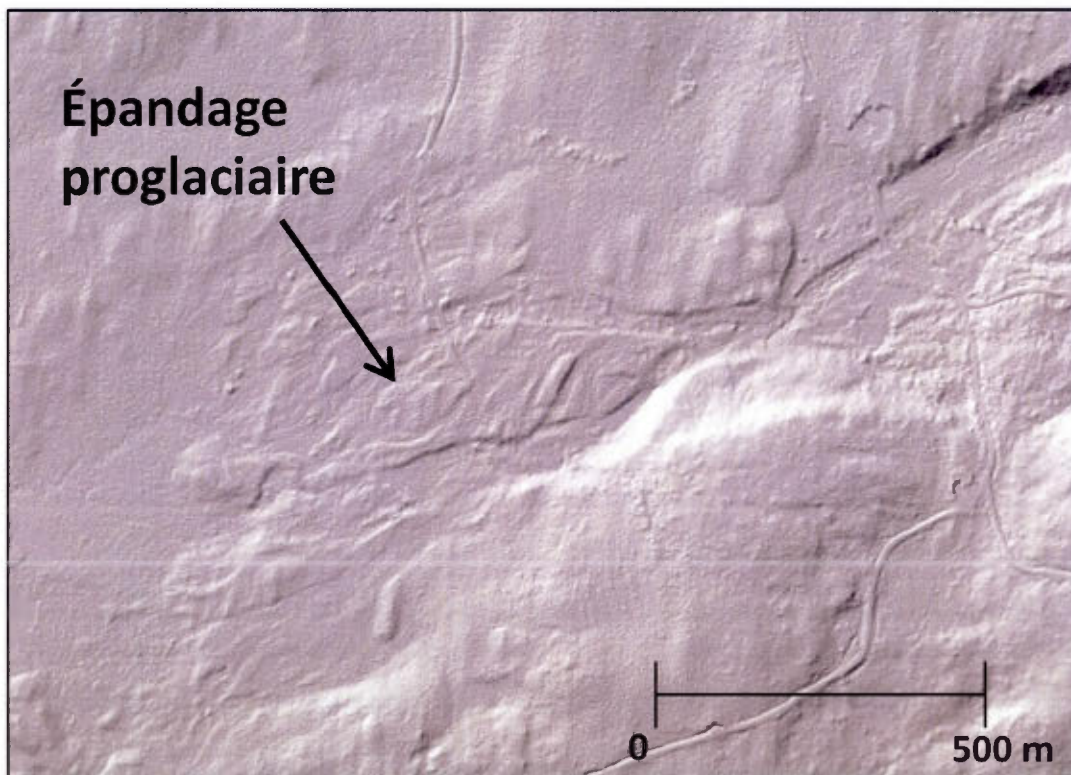


Figure 4.25 Chenaux sous-glaciaires à l'ouest du lac Moose (appendice A).

#### 4.2.2.5 Les épandages proglaciaires subaériens

Plusieurs plaines d'épandage proglaciaire subaérien sont présentes dans la région du réservoir Gouin. Ces plaines forment des couloirs aux travers des dépôts glaciaires ou aux côtés des sédiments juxtaglaciaires, pour finalement terminer leur cours dans des bassins glaciolacustres, le plus souvent sous la forme de faciès deltaïques. Les sédiments d'épandage proglaciaire sont principalement composés de sables grossiers, de graviers et de petits cailloux, arrondis et souvent imbriqués, à stratifications subhorizontales ou en auges. En surface, on y observe fréquemment des chenaux d'eau de fonte qui forment un réseau de type anastomosé (figure 4.26). La présence de ces derniers sur une vaste surface plane permet d'identifier des sédiments d'épandage dans la région.



**Figure 4.26** Chenaux anastomosés sur un épandage proglaciaire subaérien. Nord du lac Étroit (appendice A).

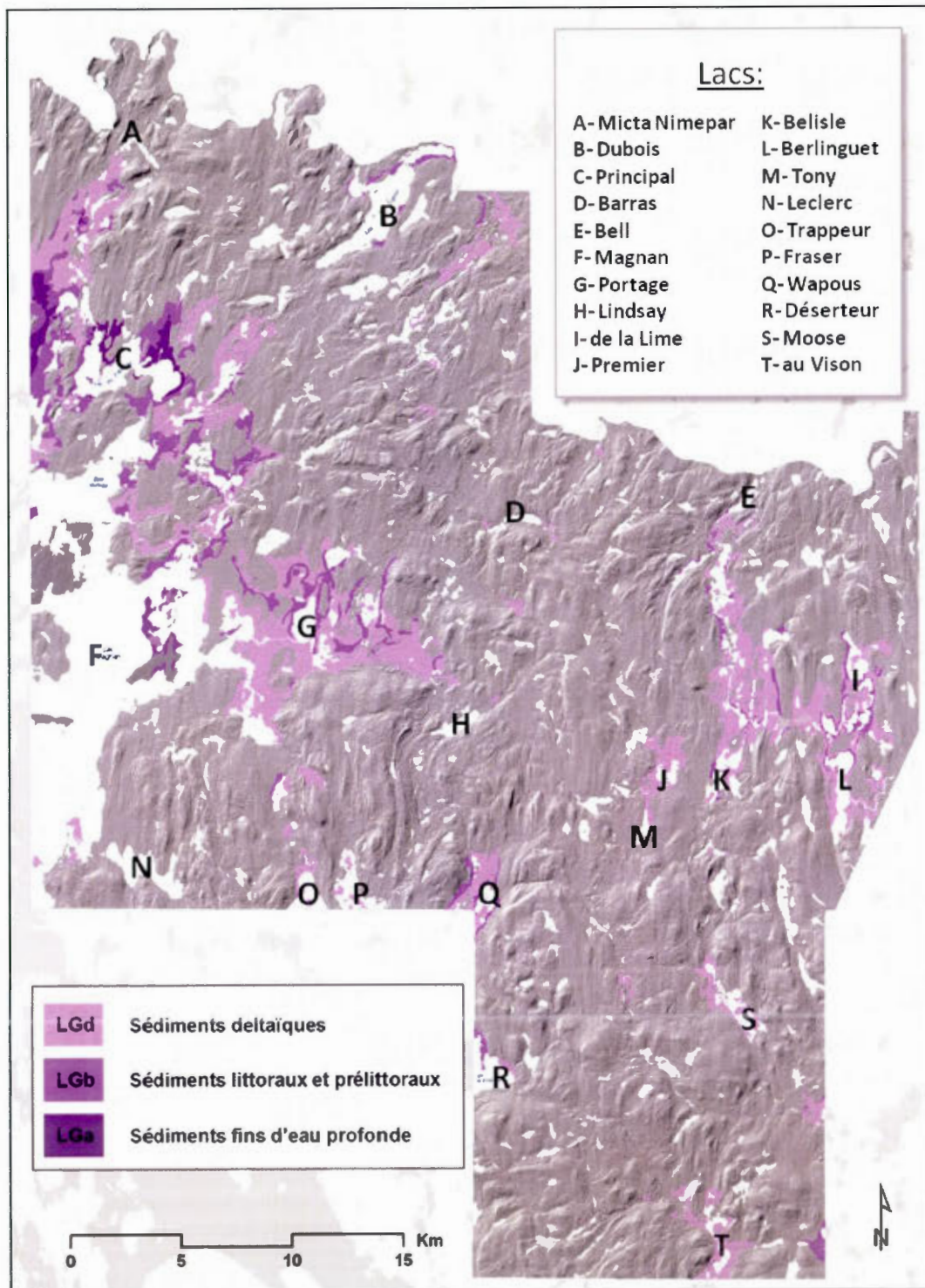
### 4.3 Les sédiments glaciolacustres

En plusieurs endroits des basses terres de la région étudiée, on observe des sédiments ou des formes d'érosion associées au développement de lacs proglaciaires (figure 4.27). Ces sédiments glaciolacustres recouvrent le till et parfois les dépôts fluvioglaciaires. Par endroit, ils sont eux-mêmes surmontés localement par des sédiments organiques ou par des sédiments éoliens. Les plus grandes étendues de sédiments glaciolacustres sont présentes dans le secteur ouest, aux environs de l'actuel réservoir Gouin. Ailleurs, ces dépôts sont présents près des lacs Déserteur, Wapous, Trappeur et Fraser, dans la partie est, entre les lac Bell, Premier, Belisle, Berlinguet et de la Lime, et plus au sud près du lac Moose ou du lac au Vison (figure 4.27). L'ensemble des sédiments glaciolacustres cartographiés forme une superficie qui couvre environ 10% du territoire. En se basant sur leur texture, leurs structures sédimentaires, leur position et leur expression topographique, nous avons subdivisé les sédiments glaciolacustres selon leur environnement de mise en place: deltaïque, littoral et sublittoral, et d'eau profonde.

#### 4.3.1 Les sédiments deltaïques

##### 4.3.1.1 Sédimentologie et répartition spatiale

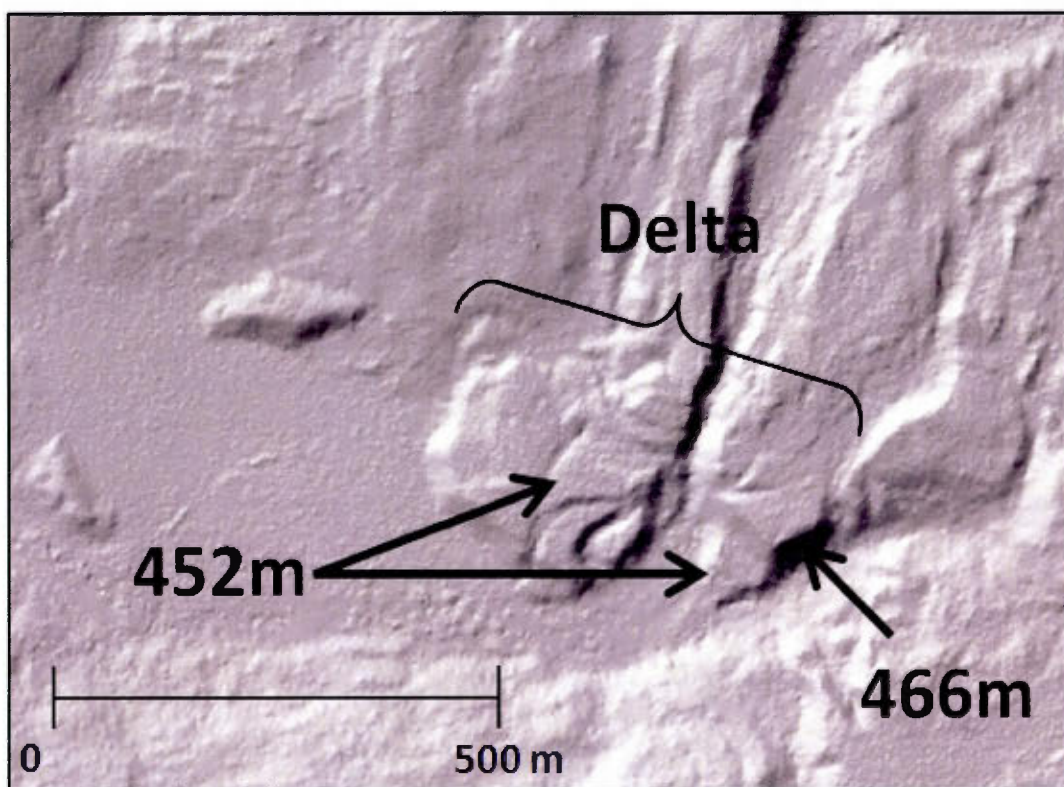
Il est possible d'observer de nombreux deltas glaciolacustres dans les zones basses de la région cartographiée. Ces sédiments deltaïques couvrent une superficie totale de plus de 6% du territoire. Les deltas de la région sont en quelque sorte perchés au-dessus des dépressions topographiques où se sont accumulées les eaux de fontes glaciaires. Le plus imposant complexe deltaïque de la région est localisé dans le secteur ouest du terrain, en périphérie de l'actuel lac Magnan. Ce vaste complexe couvre une superficie comprise entre les lac Micta Nimepar, Dubois et l'ouest du lac Leclerc, et entre le lac Magnan et le secteur nord-ouest du lac Lindsay (figure 4.27). Dans la portion est de la région d'étude, des sédiments deltaïques sont observables entre les lac Bell et Tony, et entre les lacs de la Lime et Berlinguet (figure 4.27). On observe aussi de nombreux deltas de plus petite superficie à l'intérieur de plusieurs vallées du secteur.



Les deltas observés sont composés de sables moyens, de graviers et de cailloux arrondis, principalement à stratifications subhorizontales ou obliques planes. Sur le terrain, les plus hautes coupes atteignent 12 m d'épaisseur. Sur le MNT LiDAR, les mesures effectuées indiquent que leur épaisseur peut atteindre jusqu'à 21 m dans le secteur sud du lac Barras (figure 4.27). L'altitude des sédiments deltaïques varient beaucoup selon le secteur et surtout selon le bassin dans lequel ils se sont déposés. On mesure dans la portion nord du terrain des sédiments deltaïques à 432 m d'altitude et dans la portion sud, à des altitudes de 409 m. Ces altitudes prises sur des surfaces deltaïques issues d'un même paléolac à son extension maximale, témoignent du gauchissement glacio-isostatique (Ashley, 2002). L'analyse de l'altitude des différents deltas créés lors d'un même événement glaciolacustre, nous a permis de calculer le gauchissement régional et de modéliser l'étendue de ce paléolac (voir chapitre V).

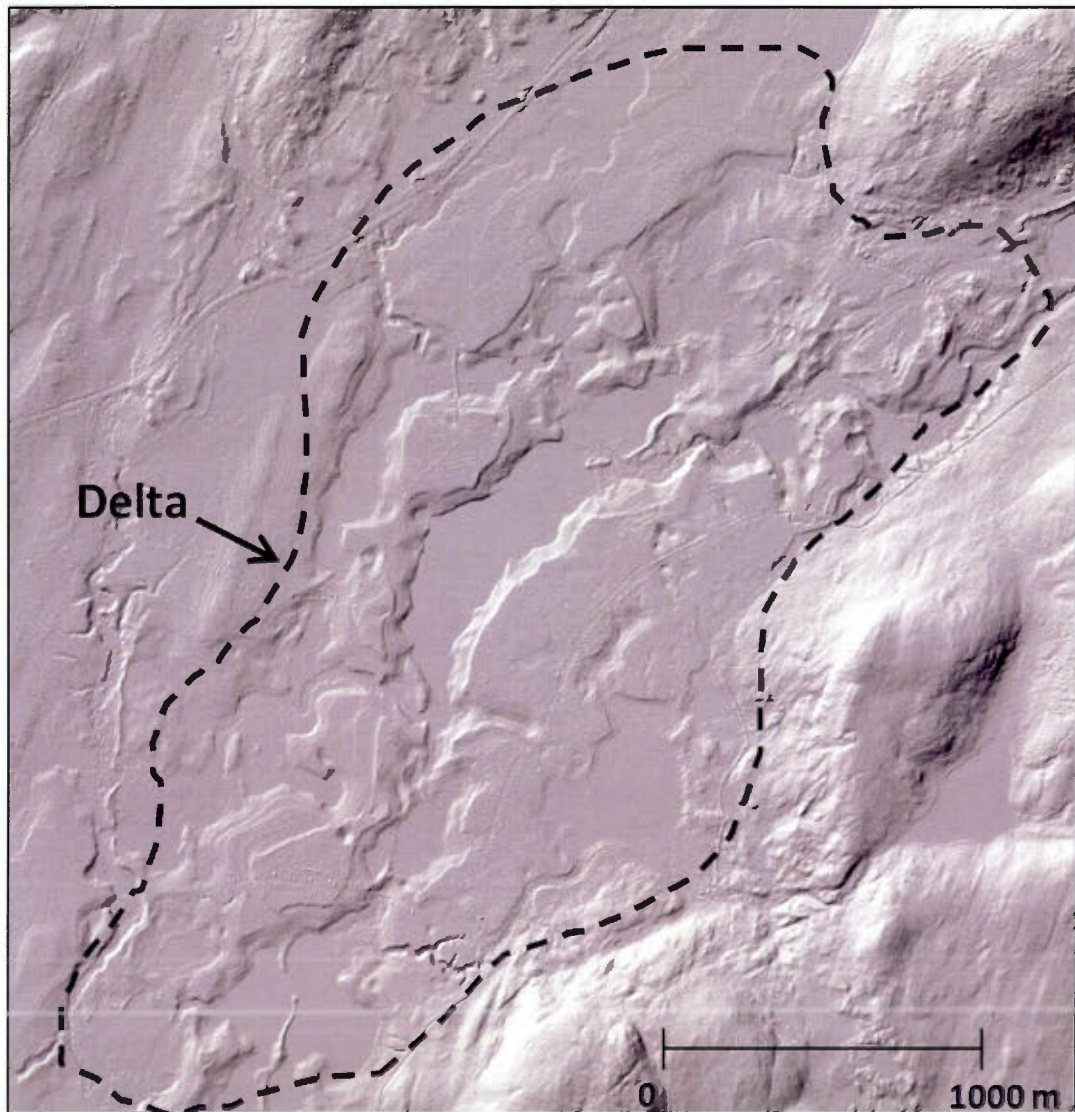
#### 4.3.1.2 Géomorphologie

Les sédiments glaciodeltaïques ont des signatures particulières sur le MNT LiDAR. Ils sont reconnaissables à leur texture lisse et tabulaire, et ils se trouvent perchés sur les versants des vallées (figure 4.28). Certains deltas forment des complexes qui recouvrent de vastes superficies de territoire (figure 4.29). Les surfaces deltaïques sont aussi souvent découpées par le ravinement postglaciaire (figure 4.28). On y observe souvent la présence de terrasses étagées (figure 4.29), en plus de quelques fines crêtes de plage. Ces formes sont la conséquence de l'abaissement du niveau d'eau des lacs glaciaires (voir chapitre V).



**Figure 4.28** Petit delta glaciolacustre au sud du lac Barras (appendice A).





**Figure 4.29** Delta glaciolacustre de plus grande étendue. Sud du lac Micta Nimepar (appendice A).

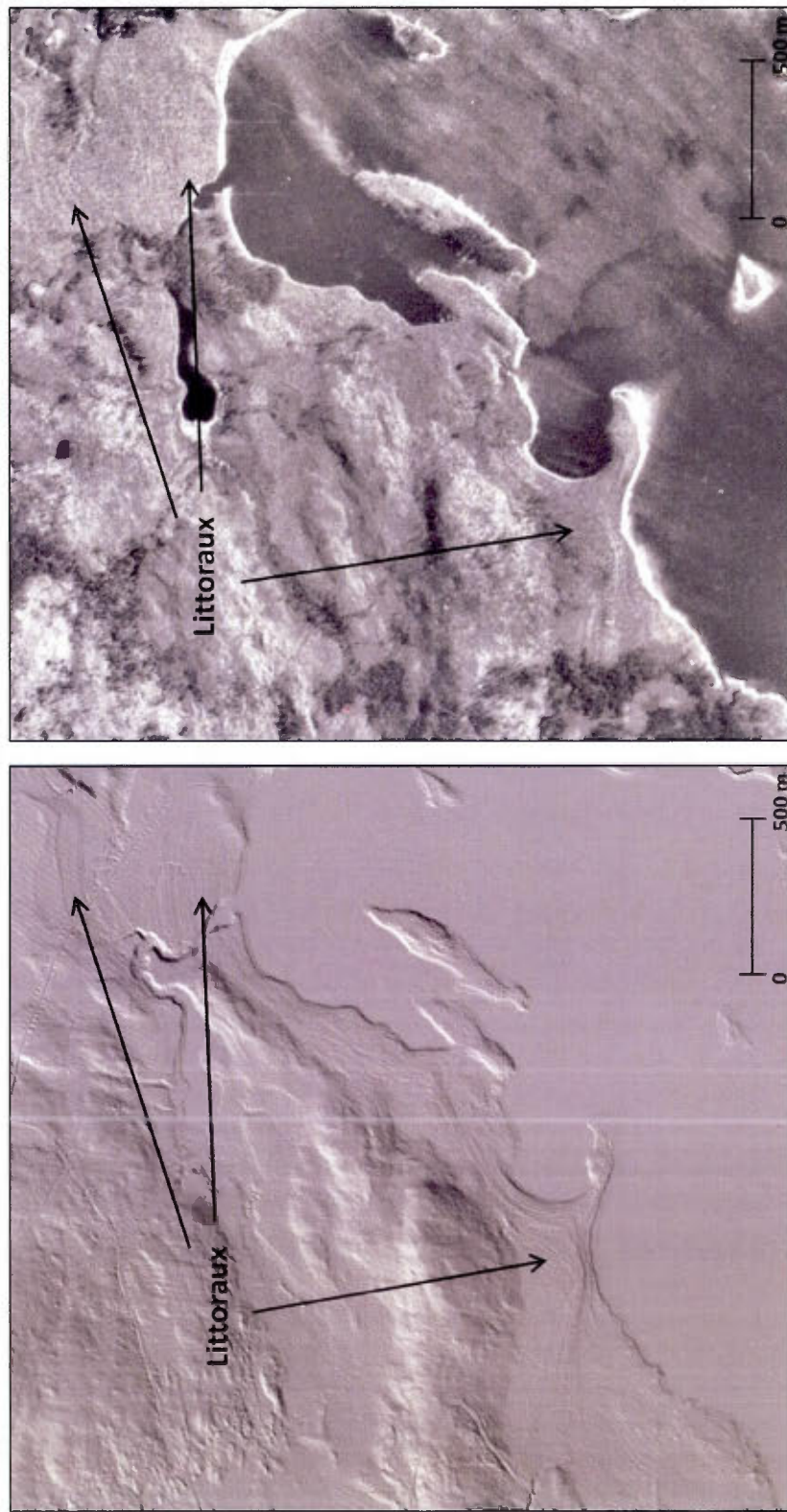
### 4.3.2 Les sédiments littoraux et sublittoraux

#### 4.3.2.1 Sédimentologie et répartition spatiale

En superficie totale, les dépôts littoraux couvrent une surface de moins de 3% du terrain cartographié (figure 4.27). Ces dépôts surmontent les dépôts glaciolacustres profonds par un contact franc ou parfois érosif. On peut aussi retrouver les dépôts littoraux au-dessus des dépôts deltaïques. Ils ont été créés par le remaniement de ces derniers lors de leur exondation. Il est aussi possible de retrouver une couverture de sédiments littoraux sur le till. On observe principalement les sédiments littoraux à proximité des lacs actuels, notamment sur les rives du lac Magnan, du lac au Portage, du lac du Principal ou du lac Wapous (figure 4.27). Les dépôts littoraux du secteur sont principalement composés de sables moyens et de graviers arrondis dont l'épaisseur dépasse rarement 1 mètre. L'analyse granulométrique des littoraux échantillonnés se répartit ainsi: 95% de sables, entre 3 à 5% de silts et moins de 0,1% d'argiles (appendice D). Ils présentent parfois une structure massive, mais le plus souvent des stratifications planaires à faible pendage. Les sédiments sub-littoraux observés avaient plus d'un mètre d'épaisseur et étaient composées de sables fins à très fins, de couleur gris, bien triés, à stratifications subhorizontales. Leur analyse granulométrique présente une répartition de 88% de sables, 12% de silts et 0,5% d'argiles (appendice D). Des sédiments sub-littoraux présents à l'arrêt 4S9 près du lac Magnan (figure 4.27; appendice B) ont été échantillonnés afin d'obtenir un âge IRSL.

#### 4.3.2.2 Géomorphologie

Les sédiments littoraux sont identifiables notamment par la présence de cordons littoraux et de petites terrasses (figure 4.30). Localement, dans les secteurs de till en couverture continue qui ont été ennoyés par les eaux glaciolacustres, on observe que la texture du MNT LiDAR est plus fine sous la limite altitudinale atteinte par le plan d'eau. Sous cette limite, la morphologie de la nappe de till est alors systématiquement effacée ou masquée par les sédiments glaciolacustres. Souvent, cette limite maximale glaciolacustre est marquée par la présence d'une ligne très nette qui marque une limite de délavage du till (voir chapitre V).



**Figure 4.30** Comparaison du MNT LiDAR et d'une photographie aérienne conventionnelle pour l'identification de cordons littoraux et terrasses glaciolacustres au NE du lac Magnan (appendice A).

## 4.3.2.3 Analyse IRSL

L'analyse en luminescence a permis de dater un site de sédiments sublittoraux (arrêt 4S9; appendice B) sur la rive du lac Magnan (figure 4.27). Deux des trois échantillons, pris sur des littoraux de lacs situés plus à l'est, sont considérés comme mal remis à zéro, alors que leur luminescence naturelle normalisée ( $L_n/T_n$ ) montre des valeurs excédant celle correspondant à un âge cohérent avec la chronologie de la déglaciation. Dans le cas de l'échantillon 4S9, la bonne reproductibilité, à la fois des mesures de la dose équivalente et du fading, suggère que cet échantillon a bien été remis à zéro et que son âge est significatif. Les données du calcul de la dose annuelle sont présentées dans le tableau 4.1. Les données de la décroissance de l'IRSL avec le temps de 6 aliquots sont présentées dans la figure 4.31. La figure 4.32 présente la courbe de croissance d'un des 36 aliquots. La luminescence naturelle ( $L_n/T_n$ ) de l'aliquot présenté (figure 4.32) correspond à une dose équivalente de  $9.2 \pm 0.5$  Gy; la moyenne des 36 aliquots mesurés est de  $9,0 \pm 0,2$  Gy. La dose équivalente, la dose annuelle et le taux de *fading* sont présentés sur le tableau 4.2. L'application de la correction de Huntley et Lamothe (2001) livre une date de  $8.1 \pm 0.5$  ka (tableau 4.2).

Tableau 4.1

Données du calcul de la dose annuelle

Nom de l'échantillon :		4S9		
Taille granulométrique [ $\mu\text{m}$ ]	150	250		
Attaque HF ?	non			
Teneur en eau [%]	5,7			
Saturation [%]	33			
wc [%]	14,79	4,55		
Analyses INAA		U [ppm]	Th [ppm]	K [%]
Erreur relative [ $\pm\%$ ]	10	6	3,2	
Ext	0,21	1,51	0,7	
Kut high	0,43	1,42	0,67	
Kut low	0,22	1,53	0,72	
	Da	erreur		
	1,663	0,072		

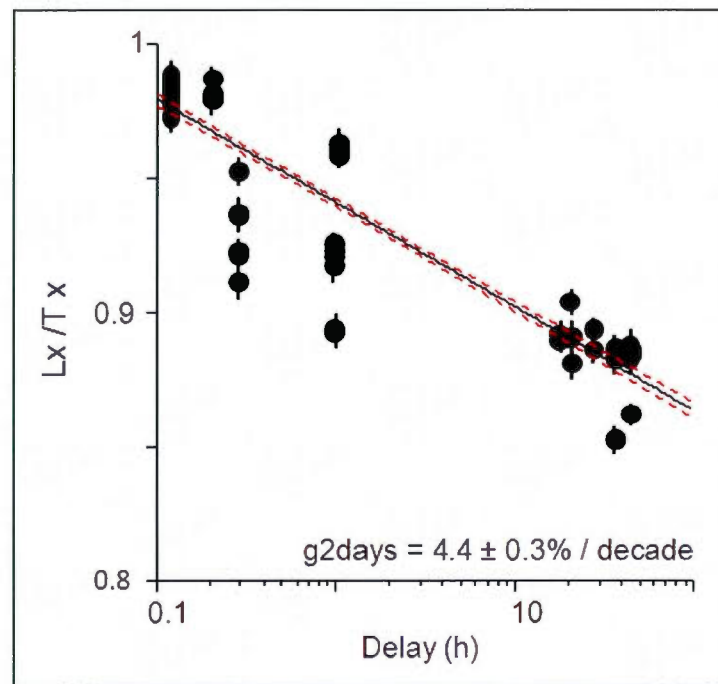


Figure 4.31 Décroissance de l'IRSL avec le temps (AF pour 6 aliquots de 4S9).

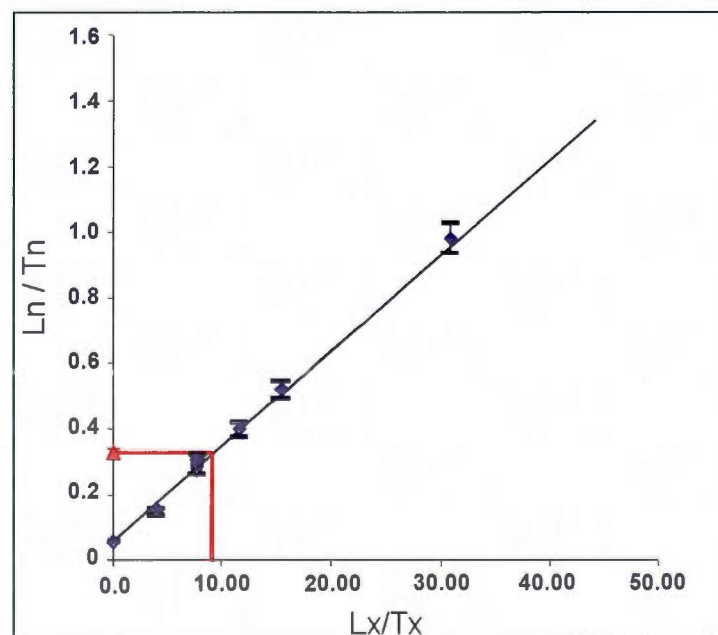


Figure 4.32 Courbe de croissance de la luminescence versus la dose de régénération ( $Lx/Tx$  en Gy).

**Tableau 4.2**

Données du calcul de l'âge IRSL

Age IRSL Réservoir Gouin Arrêt 4S9			
9,0	0,2	De (Gy)	La dose équivalente, i.e. celle mesurée en laboratoire
1,7	0,1	Da (Gy/ka)	La dose annuelle résultat des abondances U Th et K plus une valeur de teneur en eau moyenne
4,4	0,3	g (% par décade)	Le taux de fading, normalisé à 48 heures, en % par décade
<b>8,1</b>	<b>0,5</b>	Âge (ka)	Corrigé pour fading

#### 4.3.3 Les sédiments d'eau profonde

##### 4.3.3.1 Sédimentologie et répartition spatiale

Les sédiments glaciolacustre d'eau profonde sont plutôt rares dans la région étudiée. La superficie de ce faciès représente moins de 1% de la couverture totale cartographiée (figure 4.27). Les sédiments d'eau profonde recouvrent stratigraphiquement les dépôts glaciaires et juxtaglaciaires, et peuvent être surmontés par les dépôts littoraux, deltaïques ou organiques. Tous ces sédiments d'eau profonde ont été observés à une altitude inférieure à 415 m. Ils se présentent sous une structure massive (figure 4.33) ou sous forme de rythmites, c'est-à-dire d'une alternance de sédiments silteux et de sédiments argileux en couplets (figure 4.34). Les coupes de rythmites observées dans la région étaient de faible épaisseur de sorte que seuls 25 couplets y ont été dénombrés. Ces couplets avaient en moyenne 9 mm d'épaisseur et étaient composés d'une couche silteuse grise foncée d'environ 8 mm et d'une couche argileuse d'une épaisseur d'environ 1 mm. L'analyse granulométrique de ces sédiments montre un fort pourcentage de particule fine, soit 77% de silts, 22% d'argiles et moins d'un pourcent de sables (appendice D).

Les rythmites sont typiques des milieux de dépositions glaciolacustres profond (Veillette, 1996), là où l'épaisseur de la tranche d'eau permet une sédimentation des particules les plus fines. Il est possible que les rythmites observées soient en fait des varves, c'est-à-dire des dépôts glaciolacustres de nature annuelle (Flint, 1971). Ces sédiments glaciolacustres d'eau

profonde ont été observés à quelques rares endroits et notamment au sud-ouest du lac Micta Nimepar (dépôts silteux; figure 4.33; arrêts 12S03; appendice B) et près du lac du Principal (mince séquence de rythmites; figure 4.34; arrêts 16S06 et 16S09; appendice B). Veillette 1983,1994 et 1996) a estimé qu'une tranche d'eau minimale variant entre 30 et 50 m est nécessaire pour permettre la mise en place des varves. Or selon l'altitude maximale atteinte par le plan d'eau dans lequel se sont mises en place les rythmites de la région étudiée, nous estimons que l'épaisseur de la tranche d'eau était d'environ 15 m. Pour cette raison nous croyons qu'il s'agit simplement de rythmites et non de varves.



**Figure 4.33** Sédiments littoraux surmontant des sédiments glaciolacustres d'eau profonde, arrêt 12S3; SO du lac Micta Nimepar (appendice B).

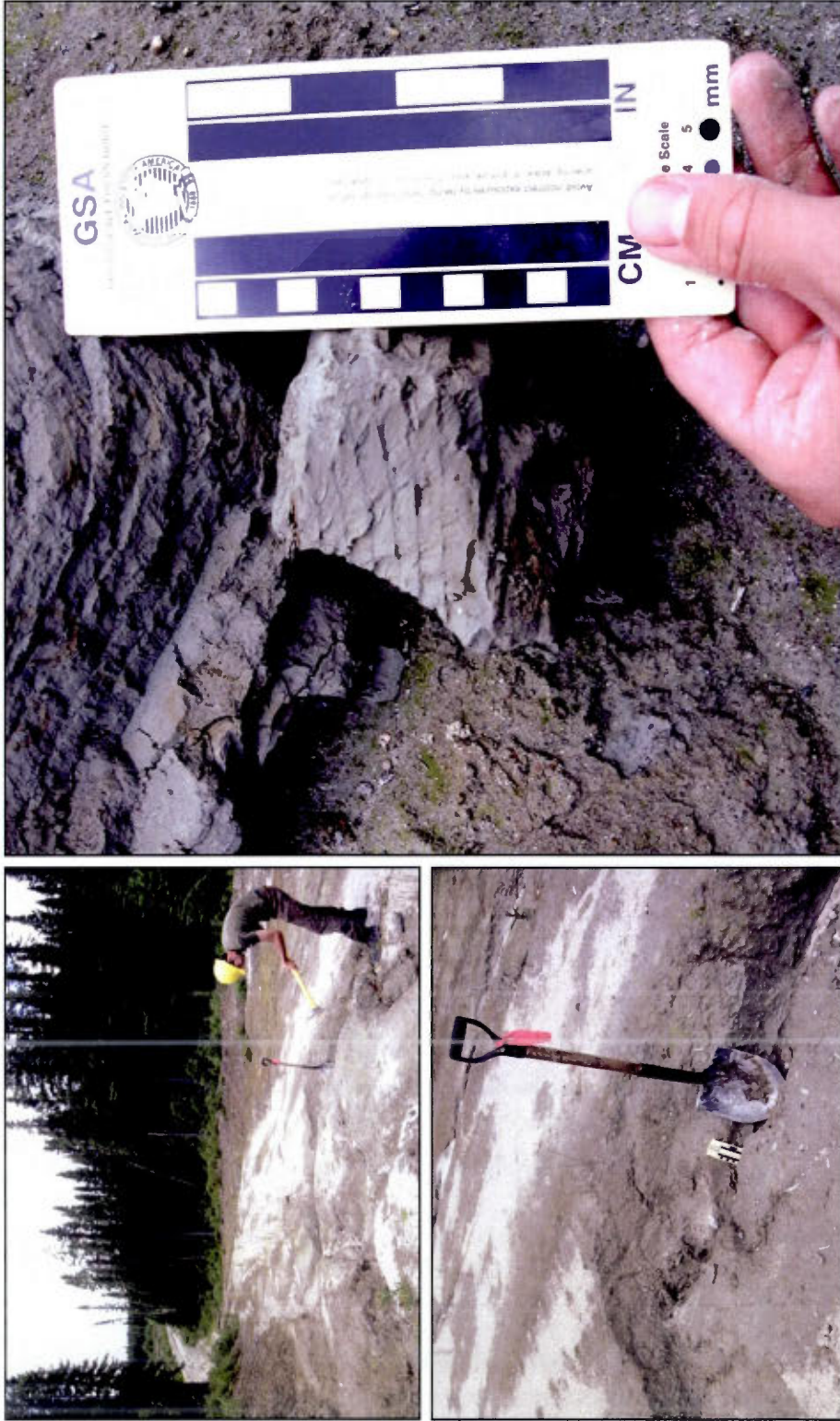
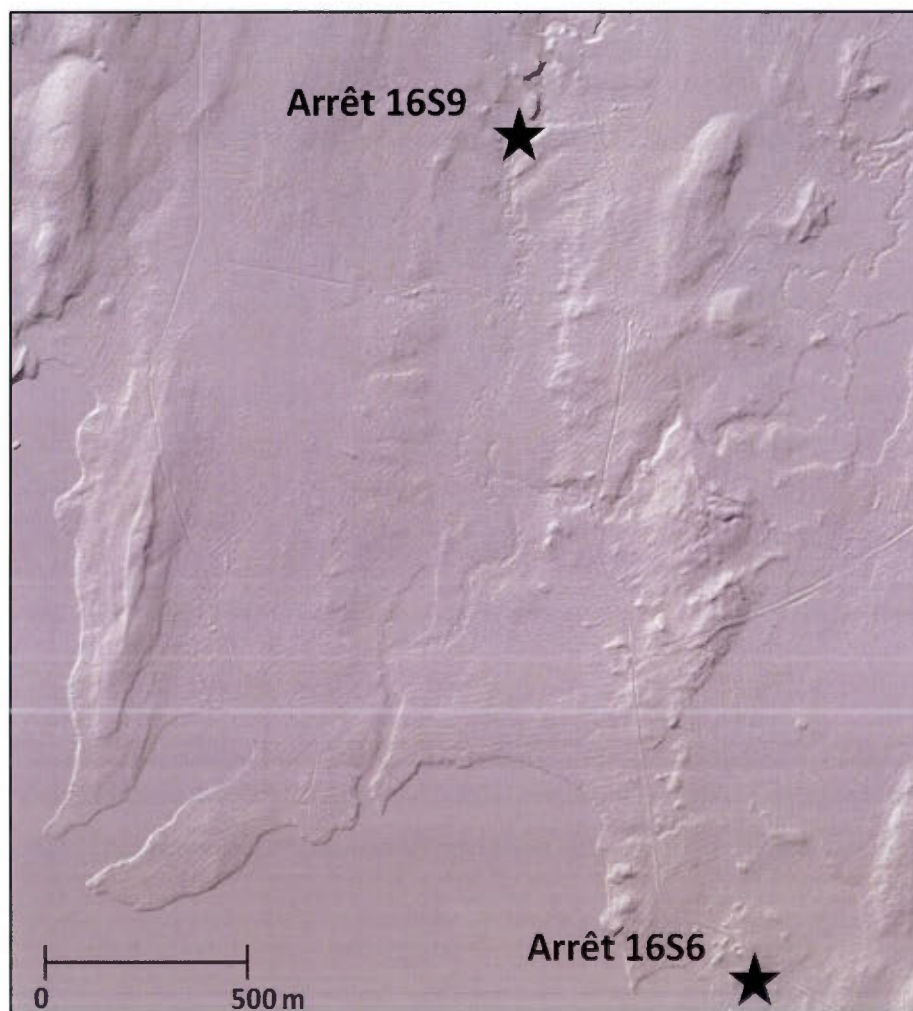


Figure 4.34 Rhythmites glaciolacustres d'eau profonde, arrêt 16S9; près du lac du Principal (appendice B).



#### 4.3.3.2 Géomorphologie

En ce qui concerne leur aspect strictement géomorphologique, il est difficile d'identifier les sédiments glaciolacustres sur le MNT LiDAR. La texture générée est relativement lisse, pouvant être confondue avec une étendue de dépôts organiques ou même un dépôt deltaïque (figure 4.35). Aussi, l'identification des étendues de sédiments d'eau profonde a été effectuée à la fois par l'identification de cette texture lisse typique, mais aussi par extrapolation des observations de terrain, à partir des altitudes des coupes de rythmites observées, c'est-à-dire sous les 415 m.



**Figure 4.35** Localisation des sites d'observations des rythmites, secteur du lac du Principal (appendice B).

#### 4.4 Sédiments alluviaux

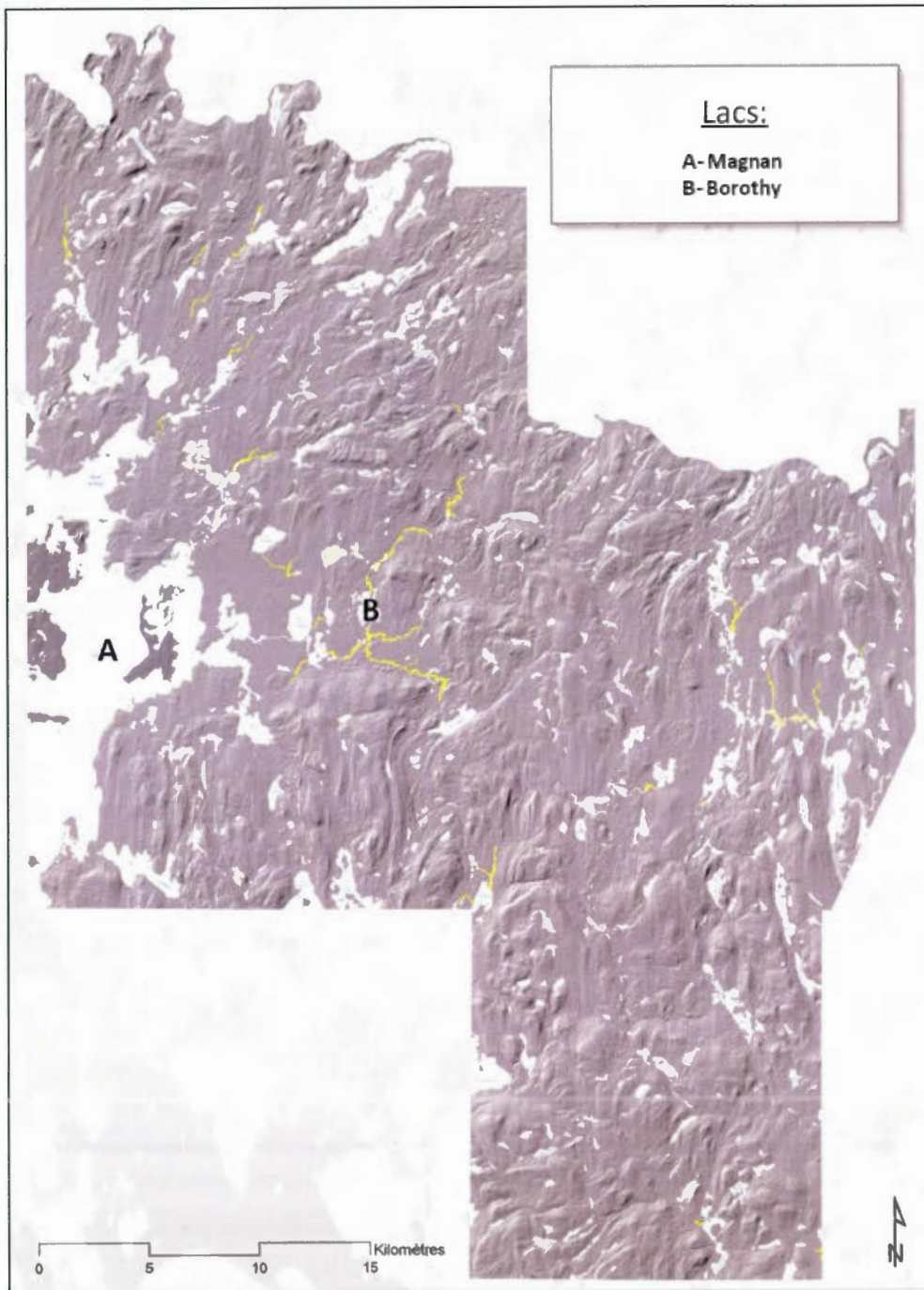
##### 4.4.1 Sédimentologie et répartition spatiale

Les sédiments alluviaux récents sont répartis sur l'ensemble de la région cartographiée. Ces dépôts représentent toutefois moins de 1% de la superficie totale cartographiée (figure 4.36). Les alluvions observées sont principalement composées de sables moyens à grossiers de couleur jaune clair, de graviers et de petits cailloux arrondis. En coupe, les alluvions sont marquées de stratifications subhorizontales, présentant quelques fois des structures en auges.

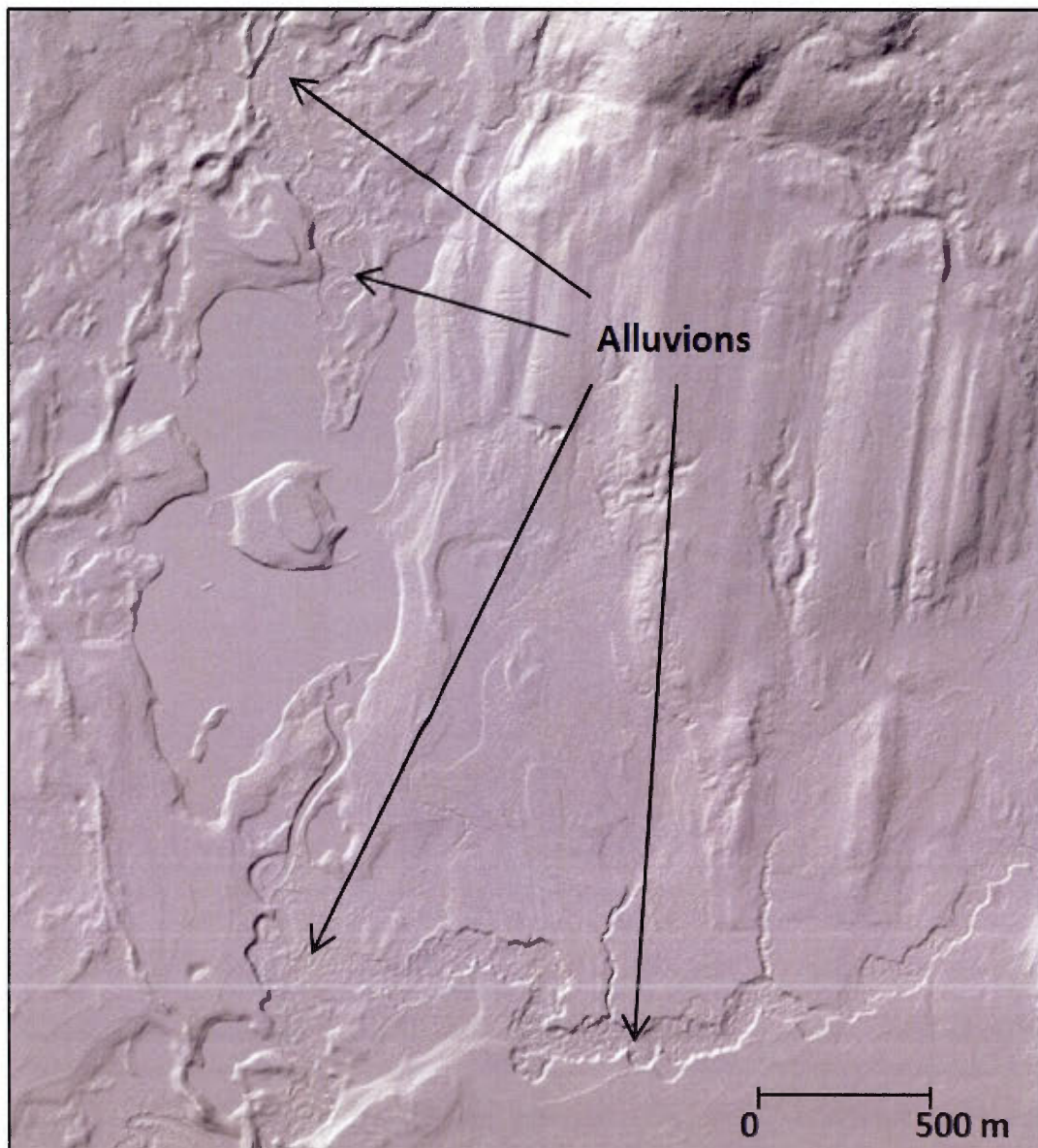
Ces sédiments sont présents le long des principales rivières de la région. Ces derniers recoupent le plus souvent les dépôts glaciolacustres, les plaines d'épandages et les dépôts juxtaglaciaires (appendice A). La portion ouest du terrain est l'endroit où l'on en retrouve les plus grandes étendues de ces dépôts, là où les rivières se jettent dans le bassin versant du lac Magnan.

##### 4.4.2 Géomorphologie

Les alluvions récentes se caractérisent par leur surface tabulaire qui borde le tracé des rivières actuelles. L'identification des sédiments alluviaux récents se fait principalement par leur texture lisse et par les nombreux méandres qui les sillonnent (figure 4.37).



**Figure 4.36** Répartition spatiale des dépôts alluviaux.



**Figure 4.37** Alluvions récentes localisées le long d'un corridor fluvial qui recoupe des sédiments glaciolacustres de l'environnement deltaïque; secteur du lac Borothy (appendice A).

## 4.5 Les sédiments éoliens

### 4.5.1 Sédimentologie et répartition spatiale

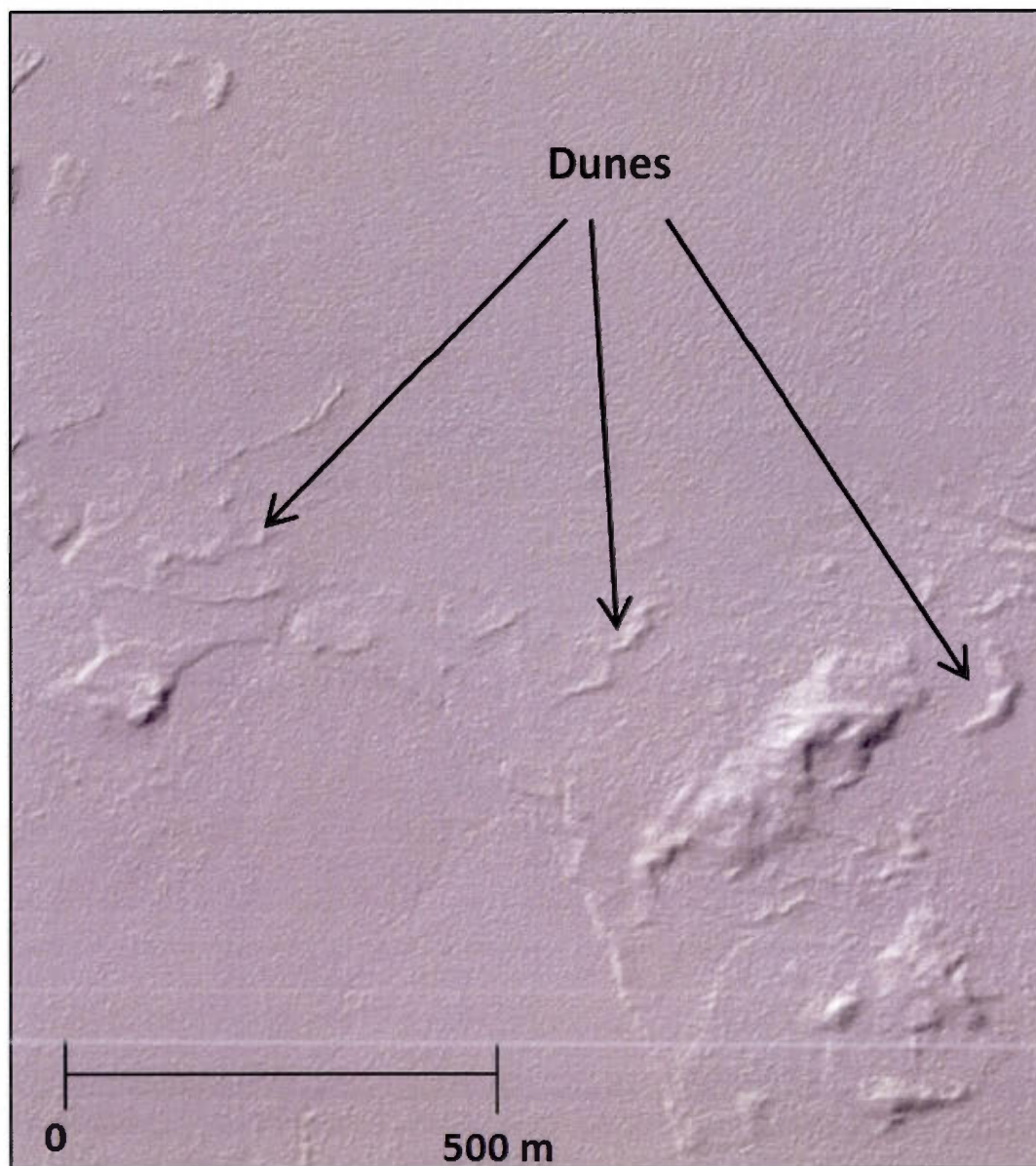
Les sédiments éoliens sont plutôt rares sur le terrain d'étude. Ils représentent un pourcentage négligeable de la superficie totale du territoire cartographié. Aucune forme éolienne n'a été observée lors de la campagne de terrain. C'est donc à partir du MNT LiDAR qu'il a été possible de les trouver. Les sédiments éoliens sont observables sur les plaines deltaïques et les paléorivages des lacs glaciaires (figure 4.38); des environnements de déposition propices au développement de formes éoliennes par leur concentration en sédiments sableux fins. On retrouve en effet plusieurs dunes dans la partie ouest du terrain d'étude, plus particulièrement sur les deltas glaciolacustres et les étendues de dépôts littoraux mis en place dans le lac glaciaire Obedjiwan (chapitre V). Il est possible d'en observer notamment au sud des lacs Richard et au Portage, et au sud-est du lac Borothy (figure 4.38). Un total de 45 formes éoliennes, essentiellement des dunes paraboliques de différentes dimensions, ont été dénombrées sur l'ensemble du territoire.

### 4.5.2 Géomorphologie

Les formes éoliennes et les dunes sont identifiables notamment par les courtes crêtes sinueuses qu'elles forment (figure 4.39). Les dimensions de ces dunes varient entre 150 m et 225 m de longueur, de 15 à 40 m de largeur et de 3 m et 5 m de hauteur. L'orientation de leur crête est généralement NE-SO et indique que les vents dominants qui ont formés ces dunes provenaient principalement du nord-ouest (figure 4.39).



Figure 4.38 Répartition spatiale des formes éoliennes.



**Figure 4.39** Dunes éoliennes sur des sédiments glaciolacustres littoraux et deltaïques, à l'ouest du lac au Portage (appendice A).

#### 4.6 Sédiments organiques

Les secteurs qui ont été submergés par les lacs glaciaires sont des lieux propices pour le développement des complexes tourbeux de la région. En effet, la localisation des zones tourbeuses semble liée de près avec la présence de dépôts deltaïques. Les plus importantes zones de dépôts organiques sont localisées dans la partie ouest du terrain d'étude, sur les plaines deltaïques entourant le lac du Principal et sur les terres surplombant les eaux de l'actuel réservoir Gouin (figure 4.40). On observe aussi des complexes tourbeux dans la portion est du terrain, notamment près des lacs Berlinguet, Belisle, du Castor Noir et au sud du lac aux Oignons (figure 4.40). La superficie totale couverte par les dépôts organiques est d'environ 2,5% de l'ensemble du territoire cartographié (figure 4.40).

On retrouve deux types de tourbières sur le terrain d'étude. Les plus vastes complexes tourbeux sont de type ombrotrophe, c'est-à-dire des milieux où s'accumulent plusieurs mètres d'épaisseur de matières organiques ligneuses et dont l'approvisionnement en eau provient principalement des précipitations de pluies et de neiges. On reconnaît ces tourbières par leur réseau de mares longilignes et leurs buttes végétales aussi nommées hummocks. Les tourbières ombrotrophes, dont le réseau de hummocks et mares sont bien développées, sont clairement identifiables par photographie aérienne ou par MNT LiDAR (figure 4.41). Toutefois, les tourbières ombrotrophes moins développées sont plus difficilement identifiables. Il est par contre difficile d'identifier les tourbières minérotrophes, c'est-à-dire les tourbières dont l'approvisionnement en eau principalement d'origine souterraine. Ce deuxième type de tourbière est moins étendu et surtout localisé dans les creux topographiques. L'amalgame des formes et textures, et tout particulièrement les couleurs des tourbières minérotrophes, font en sorte qu'elles sont faciles à identifier par photographie aériennes. La cartographie de ces tourbières par MNT LiDAR est beaucoup plus complexe vu l'absence de teintes. Comme on peut le constater sur la figure 4.42, il pourrait être facile de confondre la tourbe avec un autre type de sédiments à texture lisse (dépôts deltaïques par exemple). On doit alors tenir compte du contexte topographique et des dépôts environnants. Il s'agit probablement d'une des plus grandes faiblesses de l'utilisation d'un MNT LiDAR pour l'interprétation des dépôts superficiels pour la cartographie quaternaire.



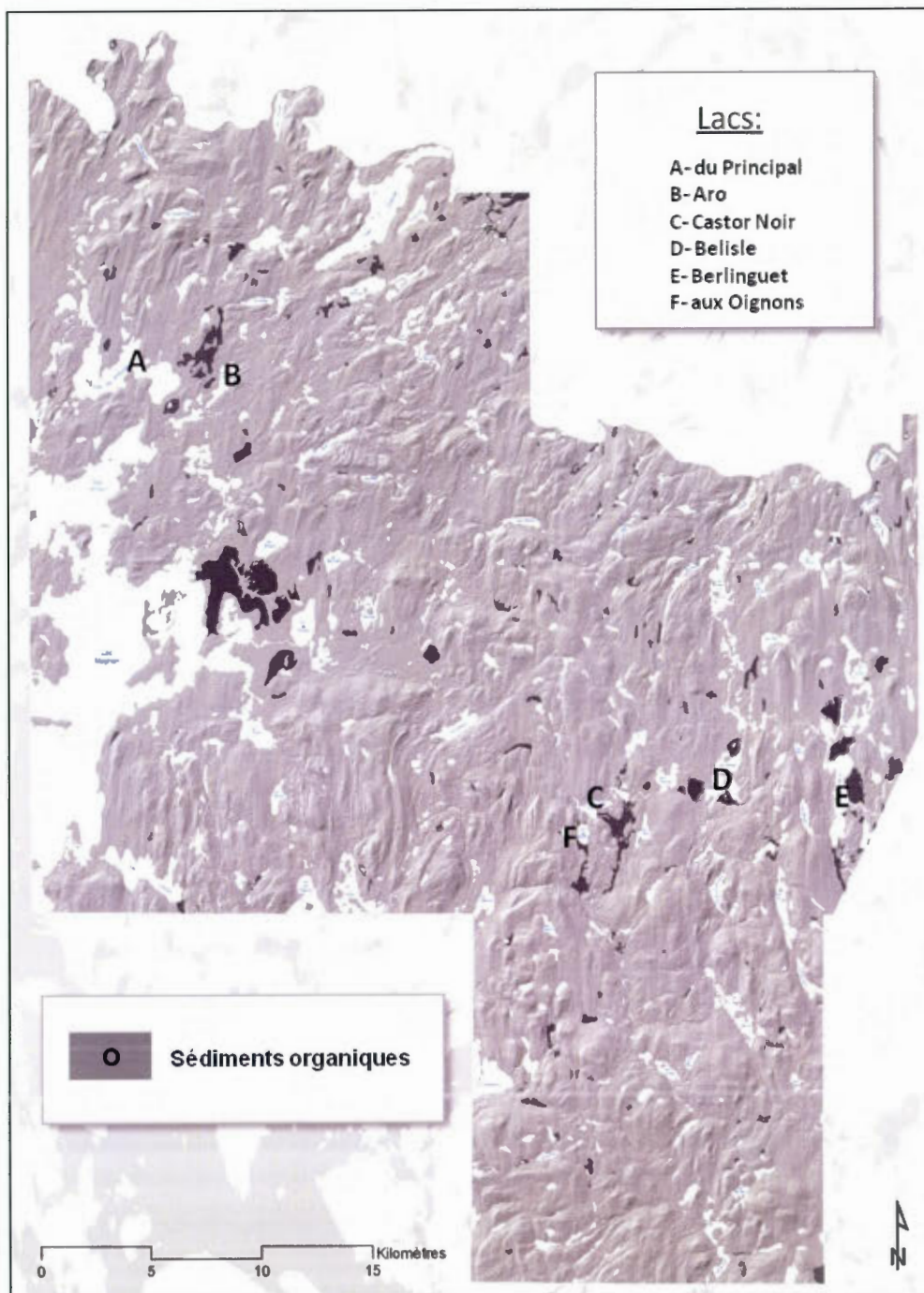
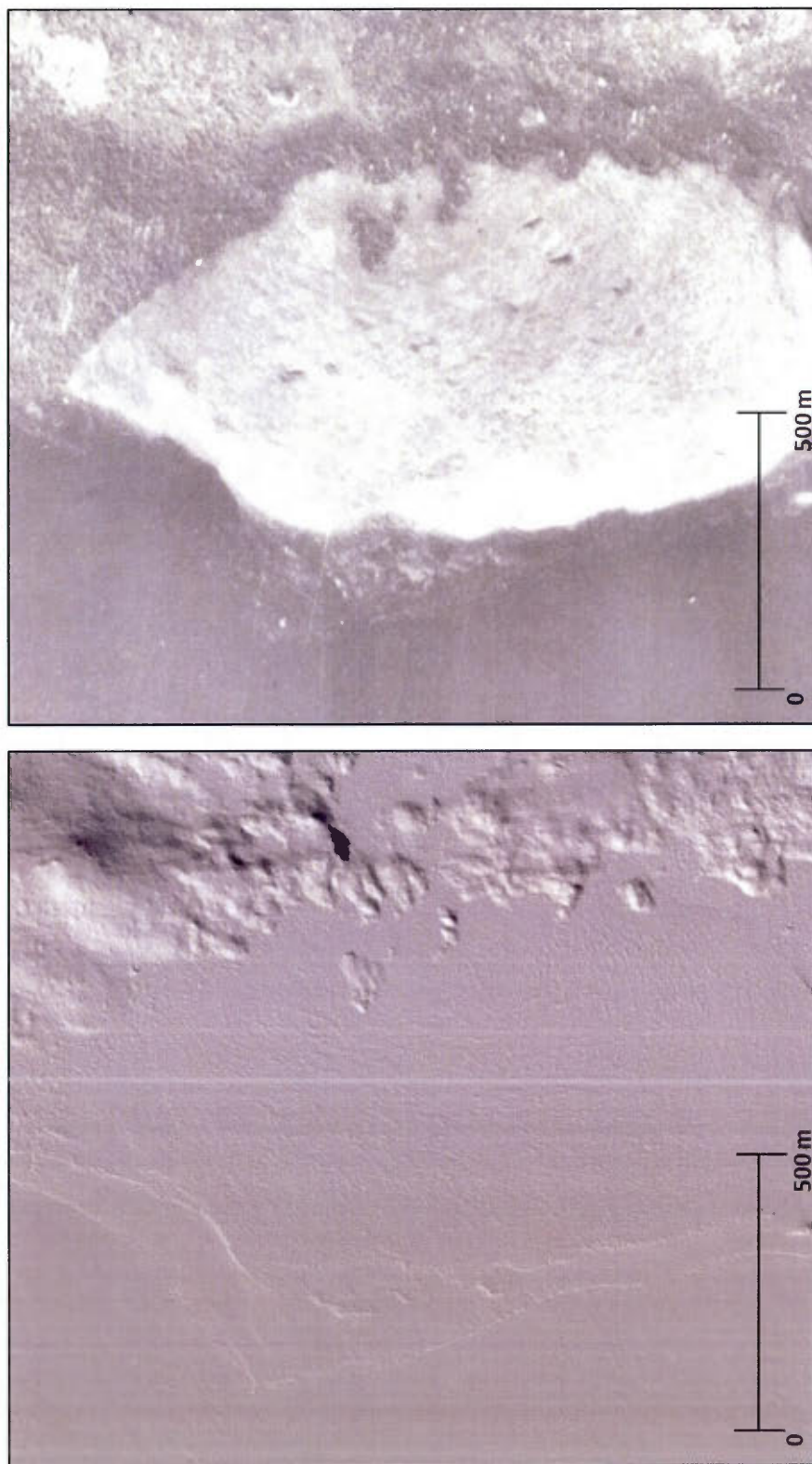
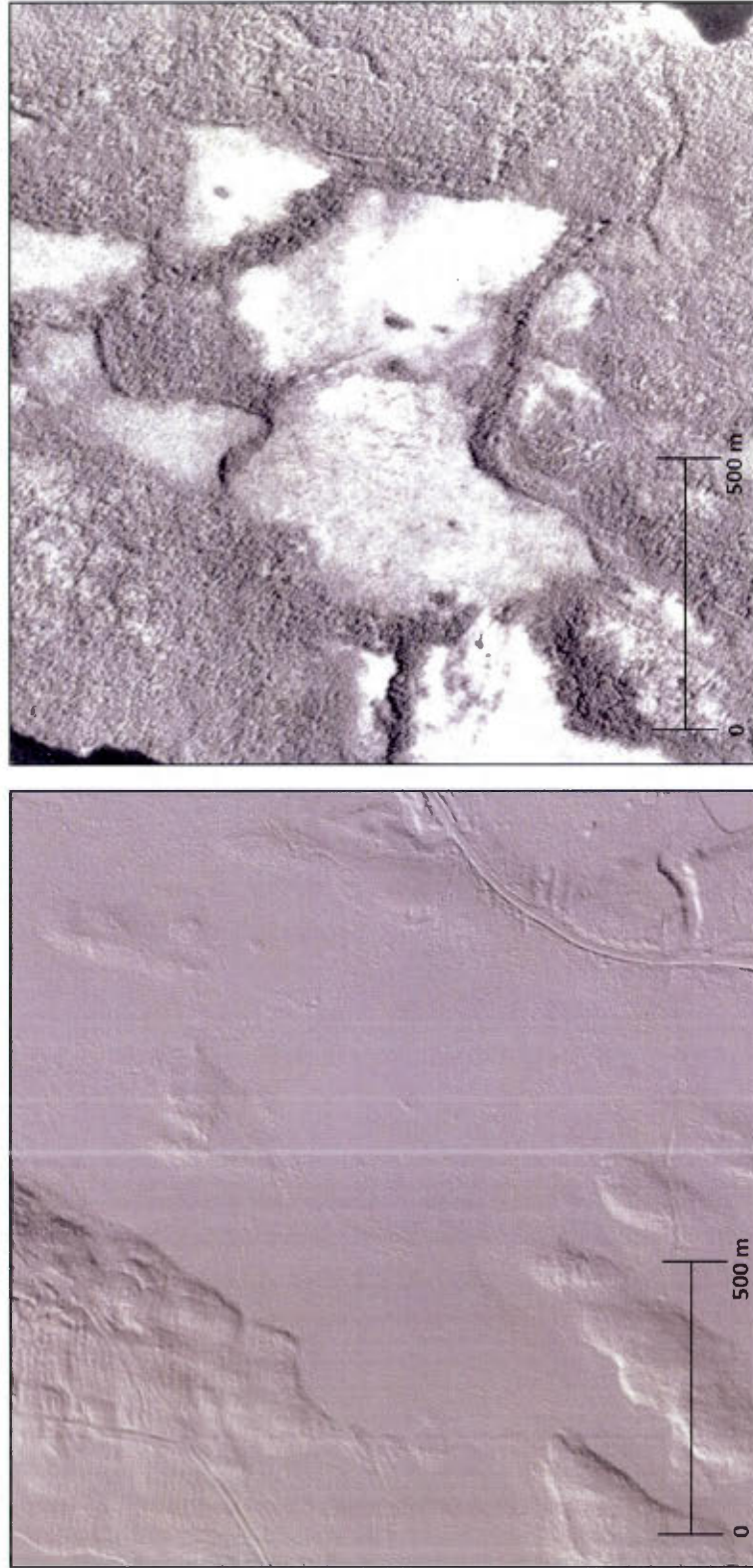


Figure 4.40 Répartition spatiale des dépôts organiques.



**Figure 4.41** Comparaison du MNT LiDAR et d'une photographie aérienne conventionnelle pour l'identification des sédiments organiques de type ombrotrophe, rives du lac Berlinguet (appendice A).



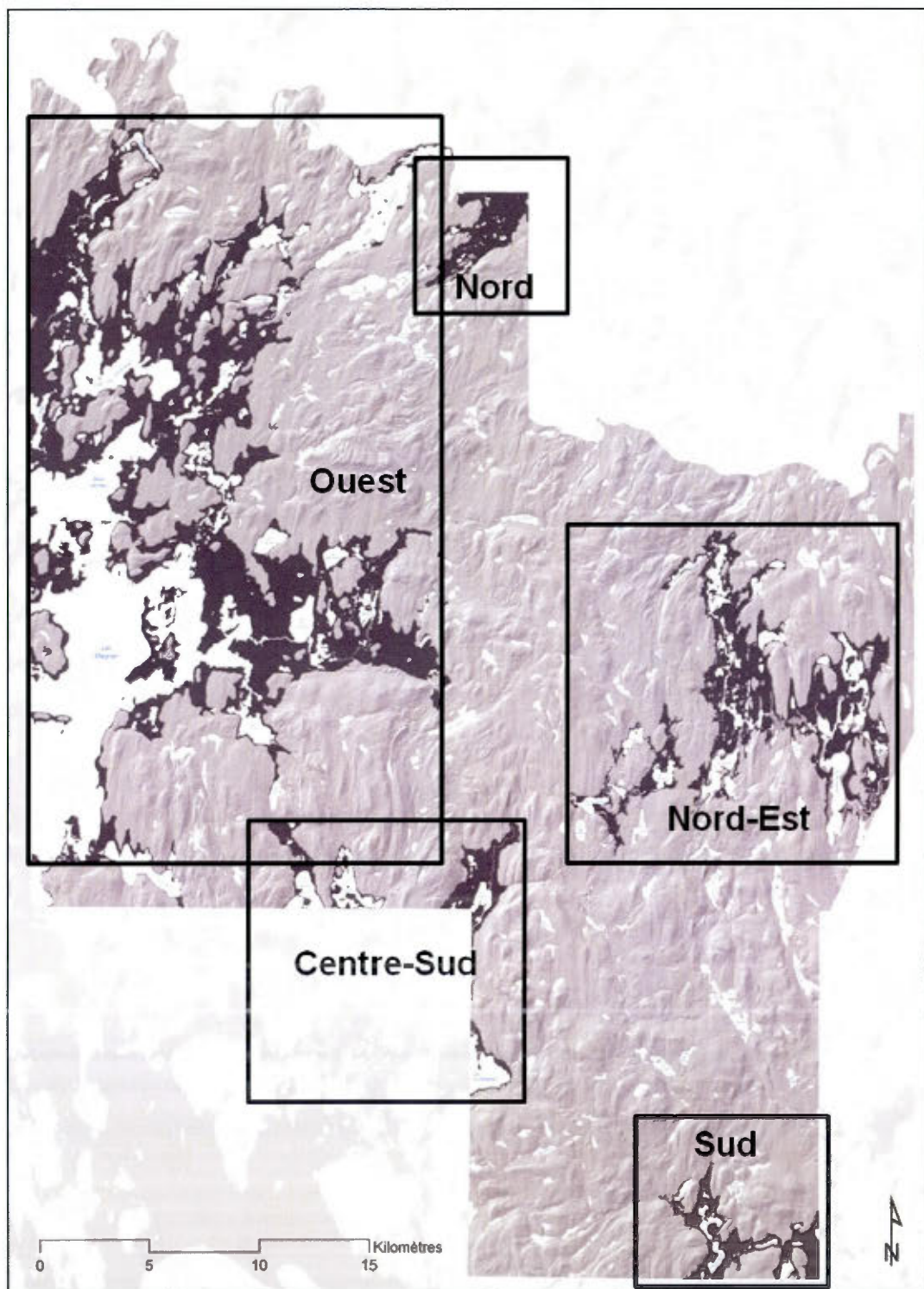
**Figure 4.42** Comparaison du MNT LiDAR et d'une photographie aérienne conventionnelle pour l'identification de sédiments organiques de type minérotrophe et ombrotrophe, près du lac Aro (appendice A).

## CHAPITRE V

### APPLICATION DU LIDAR À L'ÉTUDE DES LACS GLACIAIRES DU RÉSERVOIR GOUIN

Le recul de l'Inlandsis laurentidien à la fin du Wisconsinien supérieur a libéré de très grandes quantités d'eau de fonte sur l'ensemble du territoire. Sur le Bouclier canadien, de vastes accumulations d'eau douce ont ainsi été piégées dans des dépressions topographiques, initiant plusieurs épisodes glaciolacustres. L'enfoncement isostatique, la retenue des eaux de fonte par des barrages de glace ou des dépôts glaciaires, ou encore une dépression créée par l'érosion glaciaire sont différents facteurs qui peuvent expliquer l'existence de ces lacs proglaciaires (Ashley, 2002). Au Québec, ces paléolacs ont parfois pu recouvrir de grandes superficies, comme en témoignent les lacs Barlow-Ojibway en Abitibi-Témiscamingue et à la Baie James (Veillette, 1983; 1988; 1994; 1996; Vincent et Hardy, 1977; 1979), et autres lacs éphémères dans les hautes Laurentides (Caron, 2007) et dans le nord de la région de Lanaudière (Fleury, 2008). Dans le secteur d'étude, la campagne de terrain et l'analyse du MNT LiDAR nous ont permis d'identifier des vestiges associés à l'existence de plusieurs lacs proglaciaires (chapitre IV). Dans ce chapitre nous présentons les observations et la méthode utilisée pour retracer l'histoire de ces lacs glaciaires.

Des vestiges associés à ces paléolacs sont présents au sud, au centre-sud, au nord-est, au nord et finalement à l'ouest de la région étudiée (figure 5.1). Considérant que le drainage actuel de ces secteurs se fait vers le sud, sauf dans le secteur nord, on estime que le relèvement glacio-isostatique différentiel ou la présence de barrages morainiques pourraient expliquer la retenue des eaux de ces lacs glaciaires. Ces derniers se sont progressivement étendus vers le nord, suivant le retrait de la marge glaciaire. La description de ces plans d'eau sera donc faite du sud vers le nord. Nous nous attarderons cependant davantage sur les caractéristiques du paléolac du secteur ouest, qui a recouvert une superficie plus importante, correspondant à la région de l'actuel réservoir Gouin.



**Figure 5.1** Étendue couverte par les paléolacs de la zone cartographiée (foncé) et distribution des secteurs étudiés dans ce chapitre.

### 5.1 Le lac glaciaire du secteur sud

L'extrémité sud du terrain d'étude est caractérisée par la présence de sédiments deltaïques glaciolacustres et d'une limite de délavage (figure 5.2). Ces deltas forment des surfaces tabulaires surplombant le lac au Vison, lui-même étant l'extension d'une baie de la portion sud-est du réservoir Gouin (figure 5.1). Les deltas mesurés au nord du lac Vison s'élèvent à des altitudes de 422 et 423 m et la limite de délavage se situe à environ 426 m. L'extension méridionale de ce lac devait se trouver quelque part entre le lac au Vison et la baie Kikendatch de l'actuel réservoir Gouin, située à environ 15 km plus au sud. Le mécanisme de retenue des eaux demeure inconnu.

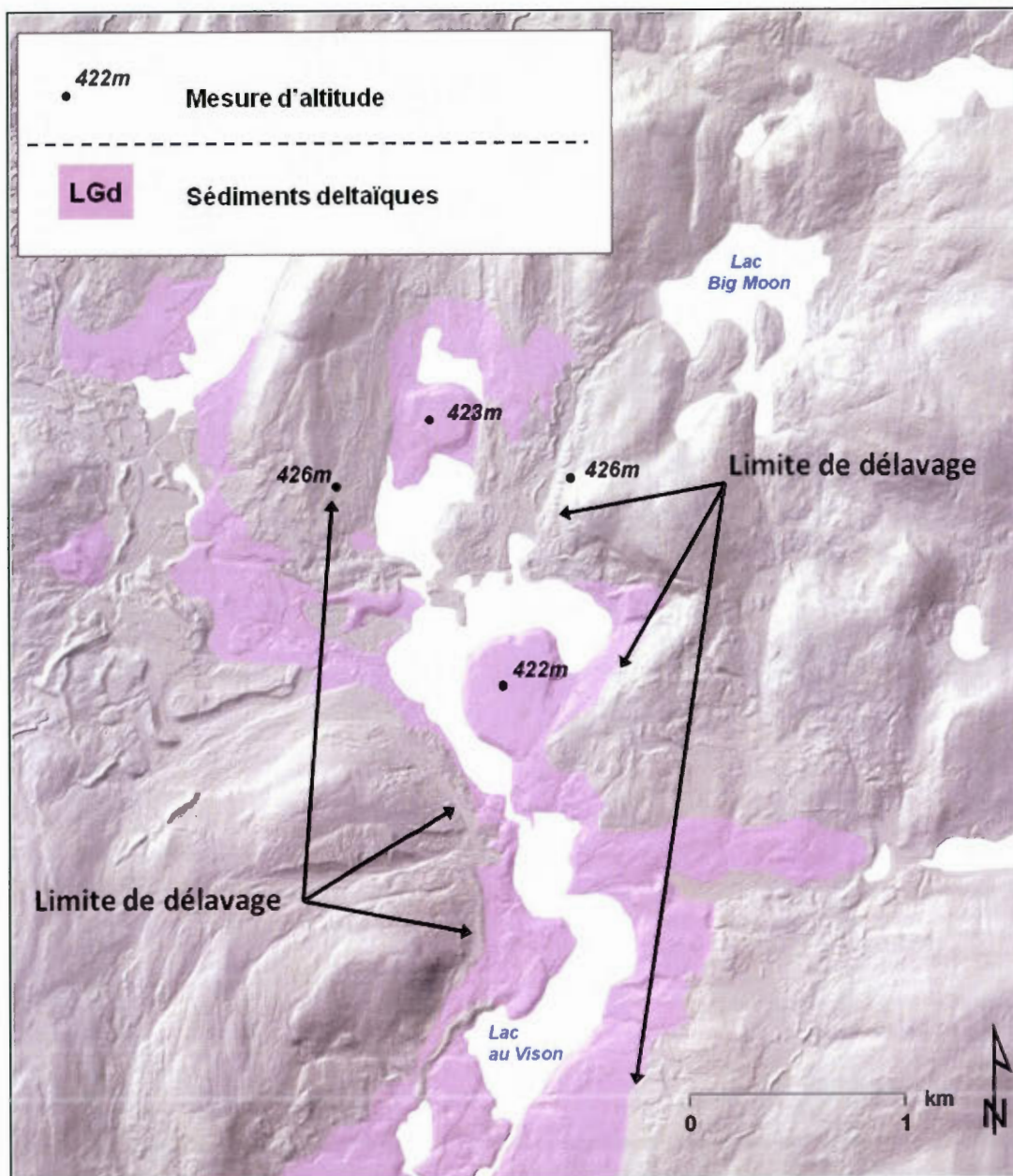


Figure 5.2 Sédiments et altitude du lac proglaciaire du secteur sud.

## 5.2 Le lac glaciaire du secteur centre-sud

De nombreux deltas, littoraux et limites de délavage dans le till sont présents dans la région centre-sud, soit dans le secteur des lacs du Trappeur, Fraser, Wapous et du Déserteur (figure 5.3). Tous ces vestiges indiquent la présence d'une ou de plusieurs étendues d'eau, dont l'extension méridionale demeure inconnue.

Les sédiments deltaïques les plus hauts pour ce secteur sont présents au nord du lac Fraser à 427 m. On observe également une limite de délavage dans la nappe de till en périphérie de ce delta, sur les rives du lac du Trappeur et au nord-est du lac Wapous, à 427 m d'altitude. Toujours dans ce secteur, on retrouve un littoral et deux deltas à 422 m, respectivement au lac Wapous, au lac du Trappeur et au sud du lac Fraser. On observe également des littoraux, des marques de délavage dans le till et un delta sur les rives du lac du Déserteur à une altitude de 420 m. Enfin un delta est présent à 414 m au sud du lac Wapous.

Dans le sud du Québec, le taux de gauchissement des lignes de rivages glaciolacustres sur le Bouclier canadien a été calculé à environ 0,9 m/km (Vincent et Hardy, 1977; Veillette, 1983; Caron, 2007; Fleury, 2008). Dans la présente étude, nous avons calculé un taux de gauchissement à 0,8 m/km, basé sur les mesures d'altitudes du MNT LiDAR (voir section 5.5.1 de ce chapitre). En se basant sur ce calcul, on peut émettre l'hypothèse que le delta du lac Fraser à 427 m est probablement contemporain à la mise en place des sédiments deltaïques et des littoraux observés au sud, près du lac du Déserteur, à une altitude de 420 m. L'exondation de ce lac glaciaire, engendré par le relèvement isostatique, aurait par la suite permis l'abaissement du plan d'eau, observé sur les niveaux deltaïques de 422 m, puis de 414 m.



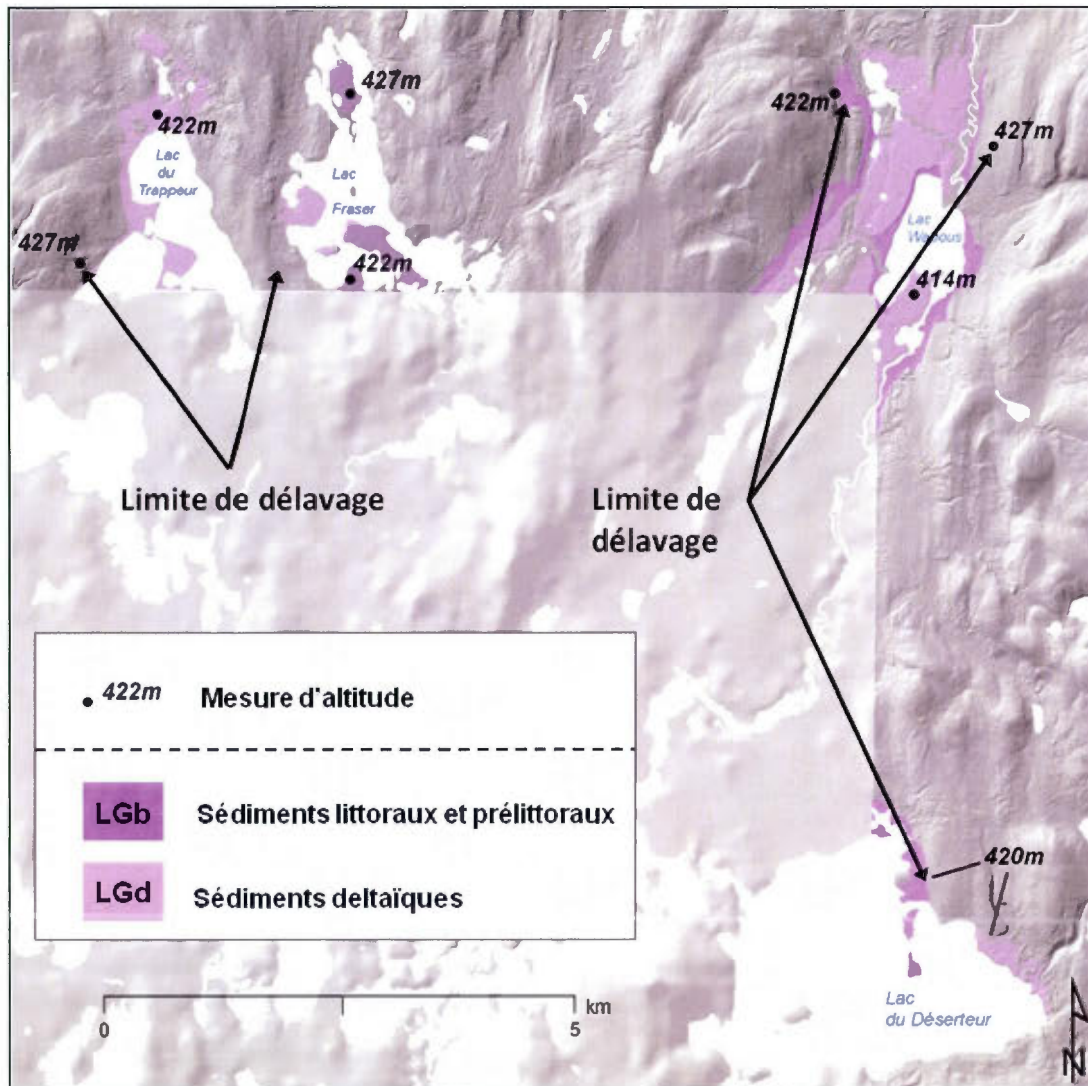


Figure 5.3 Sédiments et altitude des lacs proglaciaires du secteur centre-sud.

### 5.3 Les lacs glaciaires du secteur nord-est

Au nord-est de la région étudiée, on observe des deltas à des altitudes se situant entre 470 m (nord du lac Berlinguet) et 481 m (sud du lac Paul), 476 m (sud du lac Belisle) et 489 m (sud du lac Bell), et des limites de délavage à 466 m (sud du lac Berlinguet) et à 486 m (sud du lac Paul) (figure 5.4). On estime que ces sédiments et formes d'érosion sont issus de trois niveaux lacustres indépendants. Dans le bassin du lac Premier, un paléolac s'est formé d'abord à une altitude de 480 m. L'altitude de ce plan d'eau s'est ensuite abaissée au niveau de 477 m par une vidange probable vers l'est dans le bassin du lac Belisle. Ce passage des eaux vers l'est s'observe via un surcreusement dans le till localisé au sud-est du lac Premier. Toujours en prenant pour acquis un relèvement isostatique d'environ 0,8 m/km, on estime que le recul de la marge glaciaire et l'exondation partielle des eaux a ensuite permis la formation d'un seul et même plan d'eau, associé aux deltas à 474 m, tout juste au nord du lac Belisle et au delta de 481 m au sud du lac Paul (figure 5.4). Il est probable qu'à ce moment le plan d'eau se soit écoulé vers l'est, par un exutoire localisé au sud du *crag-and-tail* du lac Roy, pour ainsi former les deltas du côté du bassin des lacs Berlinguet et de la Lime. Finalement, c'est lorsque la marge glaciaire atteint le sud du lac Bell que se forme le delta à 489 m (sud du lac Bell), contemporain à la limite de délavage à 486 m (sud du lac Paul). Vu l'absence d'évidence géomorphologique, nous estimons que les eaux se sont probablement drainées par l'exutoire actuel, qui s'écoule d'abord vers l'est à partir du lac Berlinguet, puis vers le sud jusqu'à la rivière Saint-Maurice.

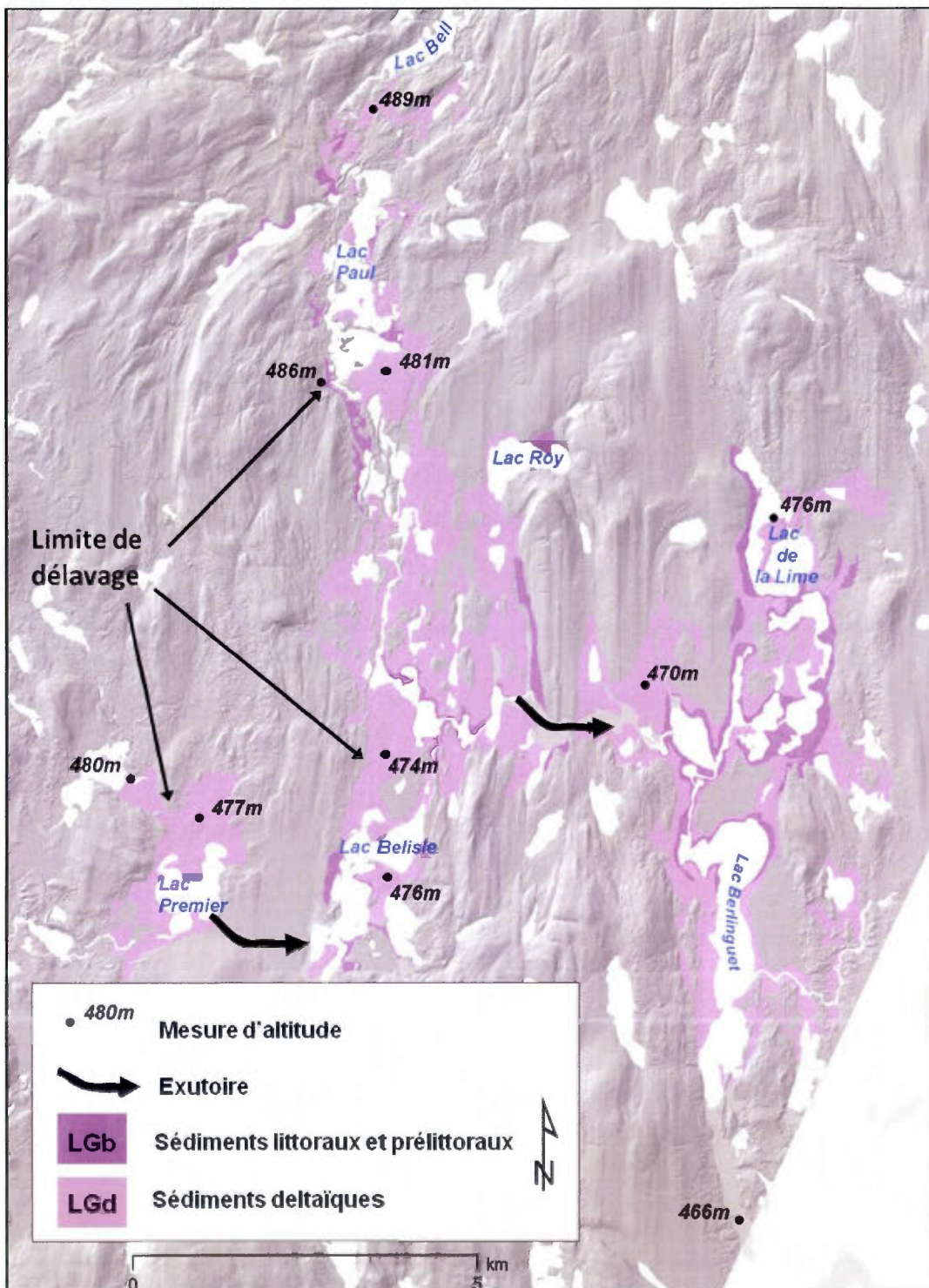


Figure 5.4 Sédiments et altitude des lacs proglaciaires du secteur nord-est.

#### 5.4 Le lac glaciaire du secteur nord

L'extrémité nord du terrain d'étude, dans le secteur situé à l'est du lac Dubois, est aussi marquée par la présence de limites de délavage dans le till, de sédiments deltaïques et du remaniement de certains tronçons d'esker (figure 5.5). Au nord du lac de la Grande Île, les deltas et lignes de rivages sont mesurés à 443 m et 444 m d'altitude. On observe aussi un remaniement d'une section d'esker, dont la partie sommitale a été aplanie à 443 m. Plus au nord, on retrouve des limites de délavage dans le till à 434 m, ainsi que des surfaces deltaïques et une section d'esker remanié, tous deux à 433 m. Puisque le drainage normal du secteur se fait vers le nord, il est vraisemblable que c'est la marge glaciaire qui aurait bloqué le drainage des eaux de fonte vers le nord créant une accumulation d'eau au front, et permettant ainsi la construction du delta à 443-444 m. Par la suite, le recul de la marge glaciaire a permis l'ouverture de nouveaux exutoires vers l'ouest et l'est, qui permirent un abaissement de 10 m du plan d'eau (delta et lignes de rivage dans le till à 434 m). Le retrait de la marge glaciaire a permis ensuite de libérer un dernier exutoire à 417 m; altitude à laquelle on observe désormais les tourbières et alluvions du secteur.

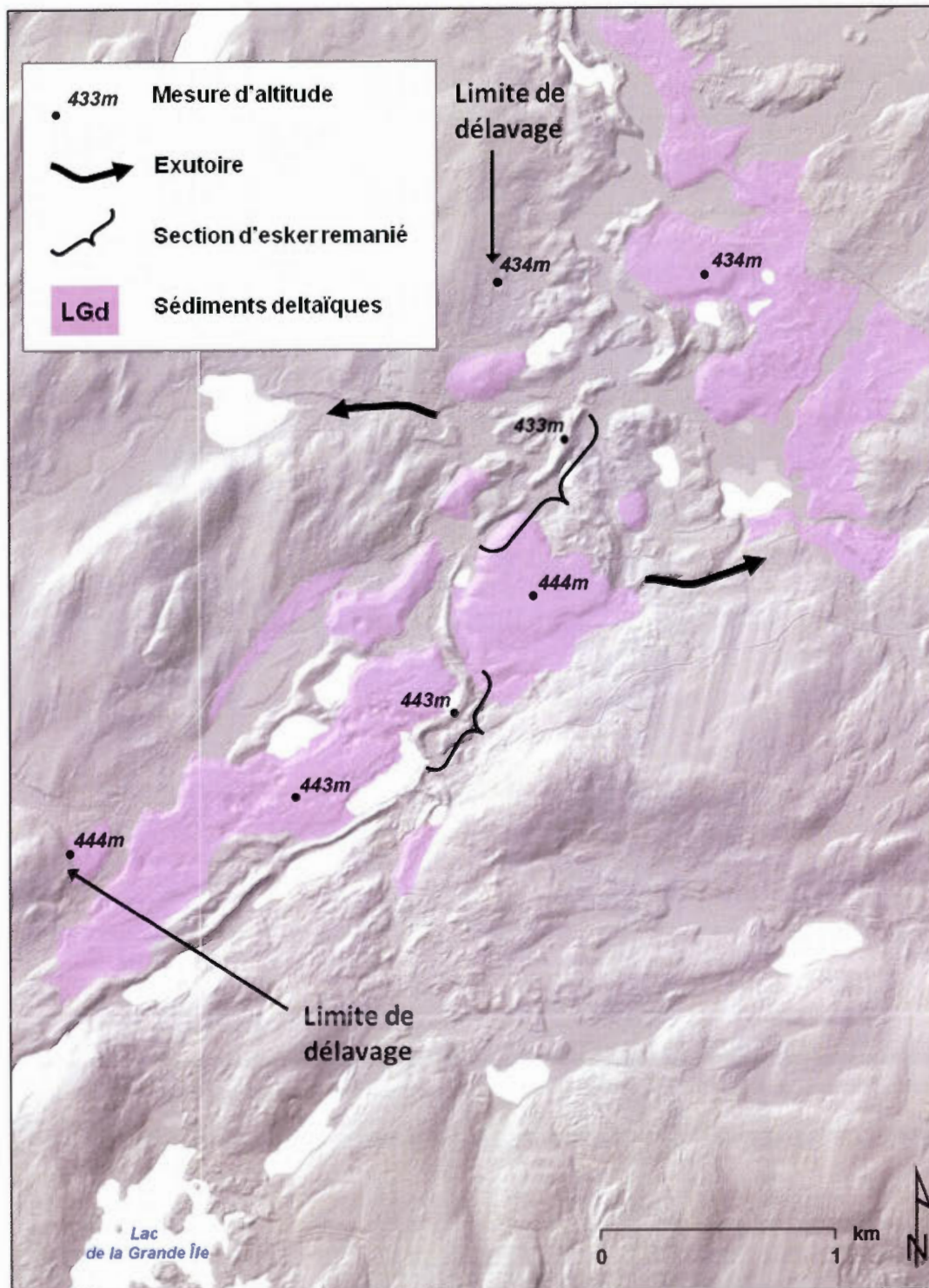
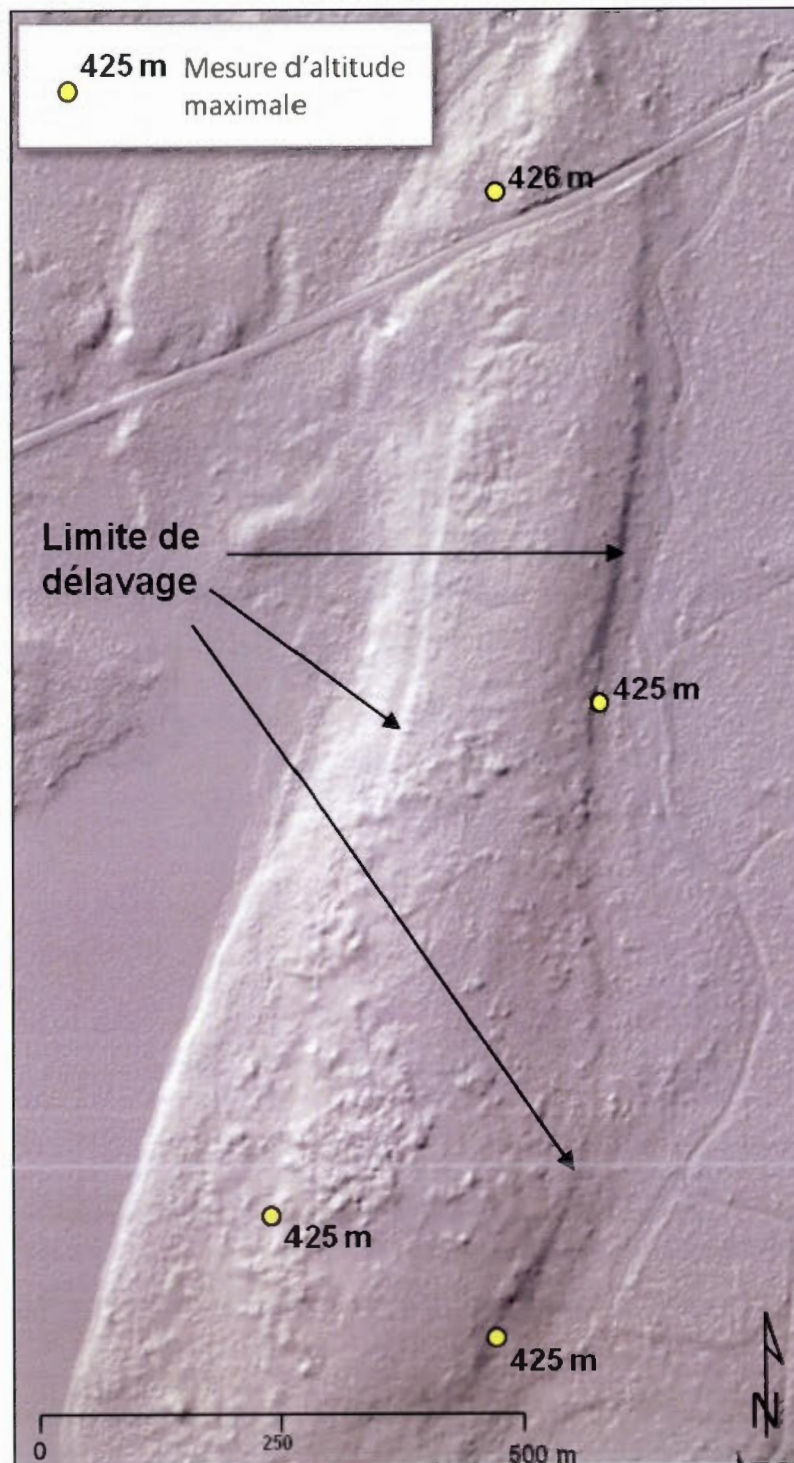


Figure 5.5 Sédiments et altitude du lac d'obturation glaciaire du secteur nord.

### 5.5 Le lac glaciaire du secteur ouest: le lac Obedjiwan

Dans la portion ouest de la région étudiée, de nombreuses limites de délavage et des sédiments glaciolacustres (sédiments d'eau profonde, littoraux et deltaïques) ont été observés (figure 4.27). Ils témoignent de l'existence d'un lac d'obturation glaciaire qui a couvert une grande étendue (environ 1800 km<sup>2</sup>) de la région étudiée. Nous avons nommé cette étendue d'eau: le lac glaciaire Obedjiwan. Ce nom réfère à un des nombreux lacs qui formait jadis la tête du bassin versant de la Saint-Maurice avant l'ennoiement du réservoir Gouin. Il découle du nom de la réserve amérindienne dont l'emplacement d'origine est maintenant sous les eaux de l'actuel réservoir et dont la population a dû être déplacée lors de l'ennoiement de 1917.

Ces limites de délavage forment des encoches d'une hauteur de 1 à 2 m dans la nappe de till. Elles peuvent être suivies sur une distance de plusieurs centaines de mètres sur le MNT LiDAR (figure 5.6). Elles délimitent l'endroit où les vagues attaquaient les rives et permettent, comme l'ont démontré Vincent et Hardy (1977) et Veillette (1994) pour les lacs glaciaires Barlow et Ojibway en Abitibi-Témiscamingue ou Pawler et Atkinson (2010) avec l'utilisation d'un MNT LiDAR pour la cartographie des lacs glaciaires en Alberta, de définir l'altitude maximale atteinte par les eaux du paléolac Obedjiwan. On peut ainsi définir l'aire totale du territoire ennoyé, en plus de donner la direction de l'axe de soulèvement différentiel post-glaciaire (Vincent et Hardy, 1977). Les paléorivages de l'extension maximale du lac Obedjiwan ont donc pu être définis avec précision pour tout le territoire couvert par le LiDAR (figure 5.7). Considérant que l'extension du lac Obedjiwan semblait se poursuivre vers l'ouest, nous avons utilisé une autre couverture LiDAR disponible pour le secteur à l'ouest de la région cartographiée, afin d'étendre nos mesures de limites de délavage. Avec cette couverture LiDAR étendue, il nous a été possible de comptabiliser un total de 598 mesures d'altitude sur des limites de délavage. L'altitude maximale atteinte par les eaux du lac Obedjiwan a été mesurée à 437 m au nord du lac Micta Nimepar et à 439 m dans le secteur plus à l'ouest. À l'extrémité sud-ouest de la zone cartographiée, sur les rives des lacs Leclerc et Magnan, l'altitude maximale atteinte par les eaux d'Obedjiwan est de 409 m (figure 5.7).



**Figure 5.6** Exemple de limite de délavage utilisée pour calculer l'altitude maximale du lac glaciaire Obédjiwan. Sud du lac du Principal.

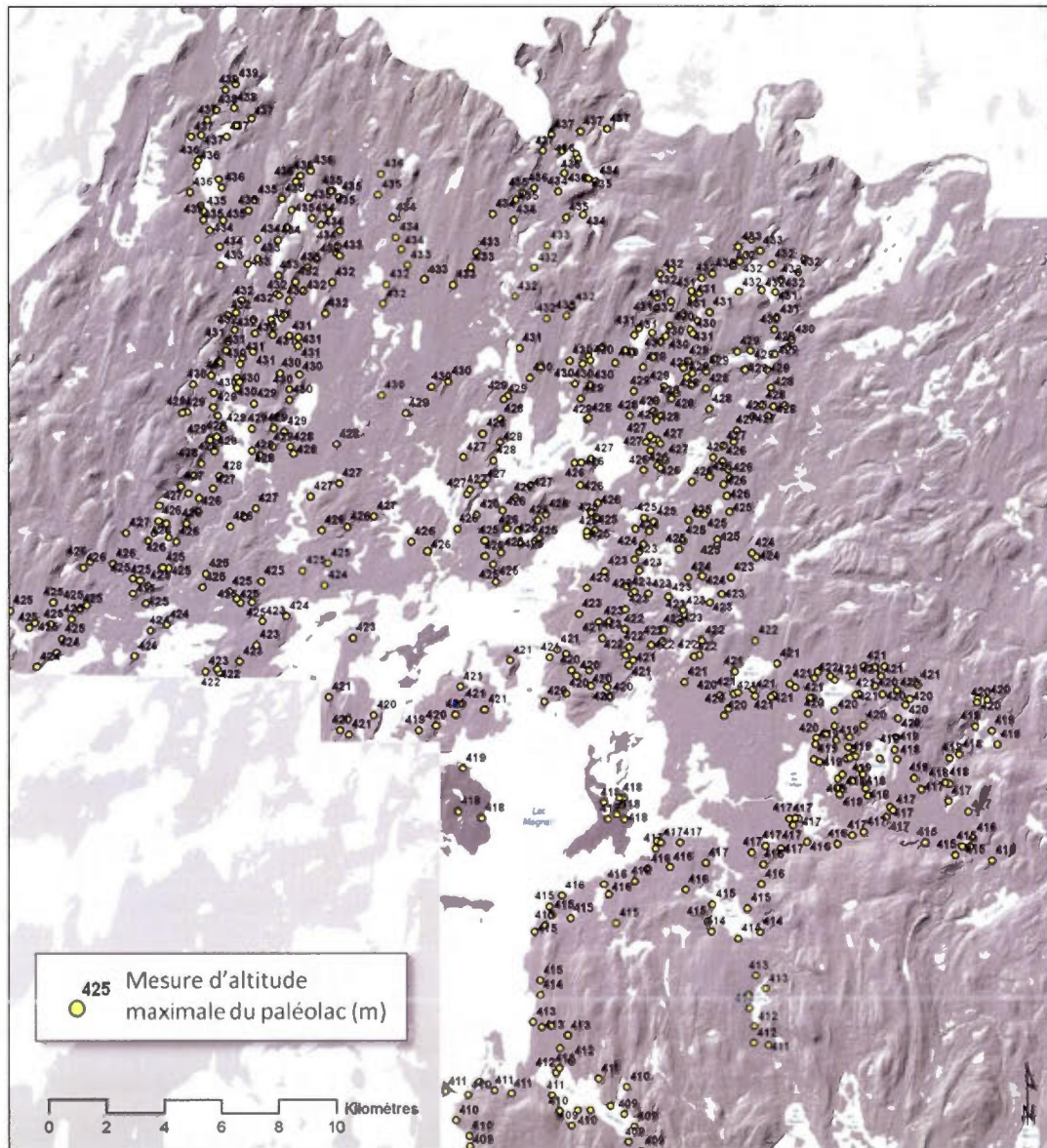


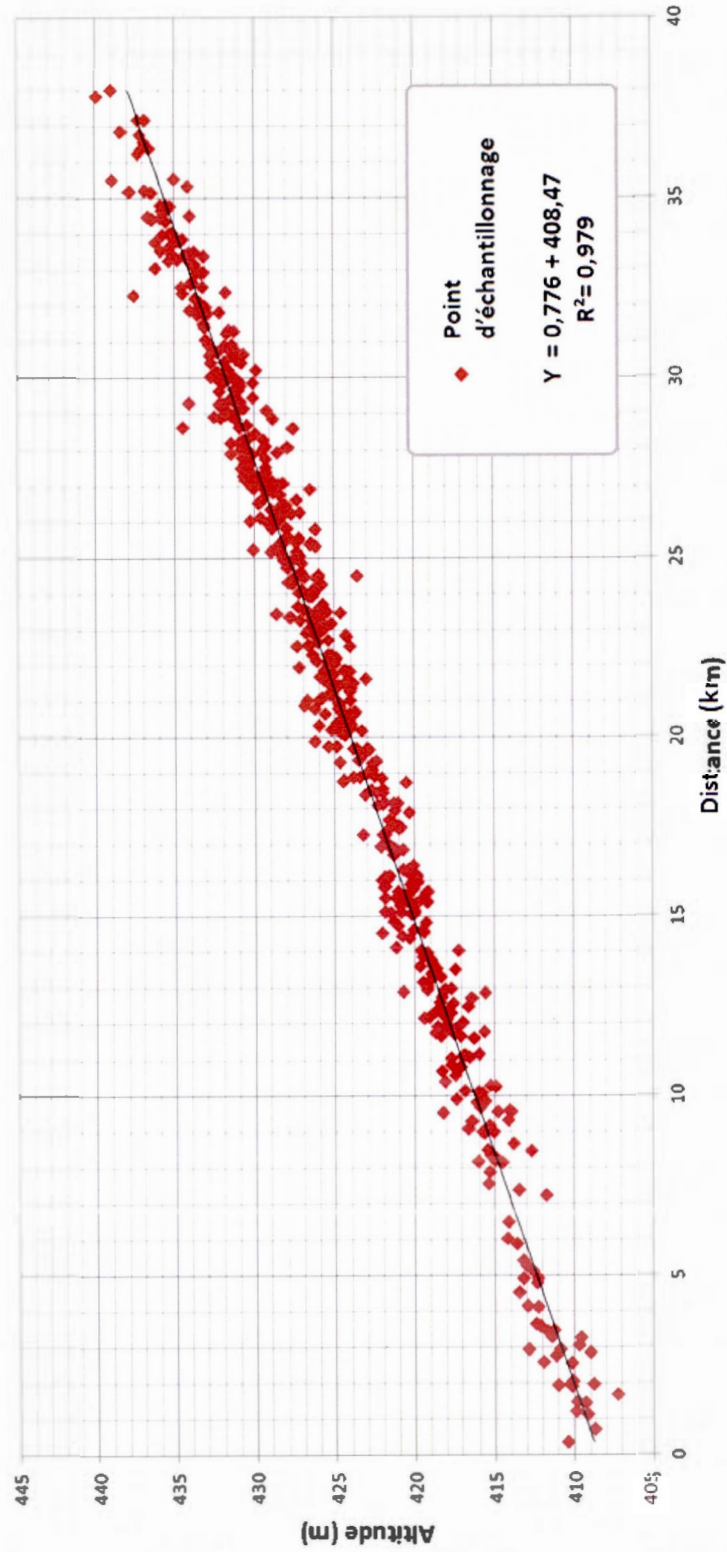
Figure 5.7 Altitude des 598 limites de délavage du lac Obedjiwan dans la région d'étude.



### 5.5.1 Calcul du gauchissement glacio-isostatique régional

Afin de modéliser l'étendue maximale du lac glaciaire Obedjiwan, nous avons emprunté une méthodologie utilisée à cette fin par différents auteurs (Leverington *et al.*, 2002; Clark *et al.*, 2008; Nadeau, 2011). À partir des 598 mesures d'altitude des phénomènes glaciolacustres, nous avons créé une surface plane moyenne, modélisant l'étendue des eaux du paléolac lors de son extension maximale. Pour y arriver, nous avons utilisé l'outil *Trend* du logiciel ArcGIS. Ce logarithme permet de modéliser un plan d'eau «incliné» en fonction des mesures obtenues sur les rivages créés lors de la phase glaciolacustre d'altitude maximale. Le modèle obtenu permet donc de déterminer l'orientation du gauchissement glacio-isostatique régional. Dans le cas présent, la tendance montre un gauchissement vers le NNO (352°).

Nous avons par la suite évalué la validité statistique de cette surface de tendance. Tout d'abord ce plan permet de définir les isolignes du gauchissement glacio-isostatique régional. À partir de ces isolignes, nous avons rapporté chacun des points d'altitude mesurés en prenant comme point d'origine la limite de délavage la plus basse et ce, en suivant une droite orientée dans l'axe du gauchissement. Le tout permet ainsi d'obtenir une régression linéaire, démontrant la distribution altitudinale des limites de délavage en fonction du gauchissement glacio-isostatique (figure 5.8). À partir de ces résultats, on a calculé que lors de l'étendue maximale de ce paléolac, l'enfoncement glacio-isostatique régional était de 0,78 m/km en direction NNO (352°). Un coefficient de corrélation ( $R^2$ ) de 0.979, indique qu'il existe une très forte relation statistique entre l'altitude des paléorivages et la distance par rapport à la limite sud du paléolac Obedjiwan. En considérant les marges glaciaires proposé pour le retrait de l'Inlandsis laurentidien (Dyke *et al.*, 2002), cette valeur de 0,8 m/km concorde avec l'estimation de Vincent et Hardy (1977 et 1979) effectuée pour un paléolac voisin et probablement synchrone, le lac Ojibway, soit entre 0,5 à 0,9 m/km. À ce propos, on notera que Nadeau (2011) a calculé que la direction du gauchissement du lac Ojibway, lequel est situé à l'ouest de notre région d'étude, était vers le NNE (017°).

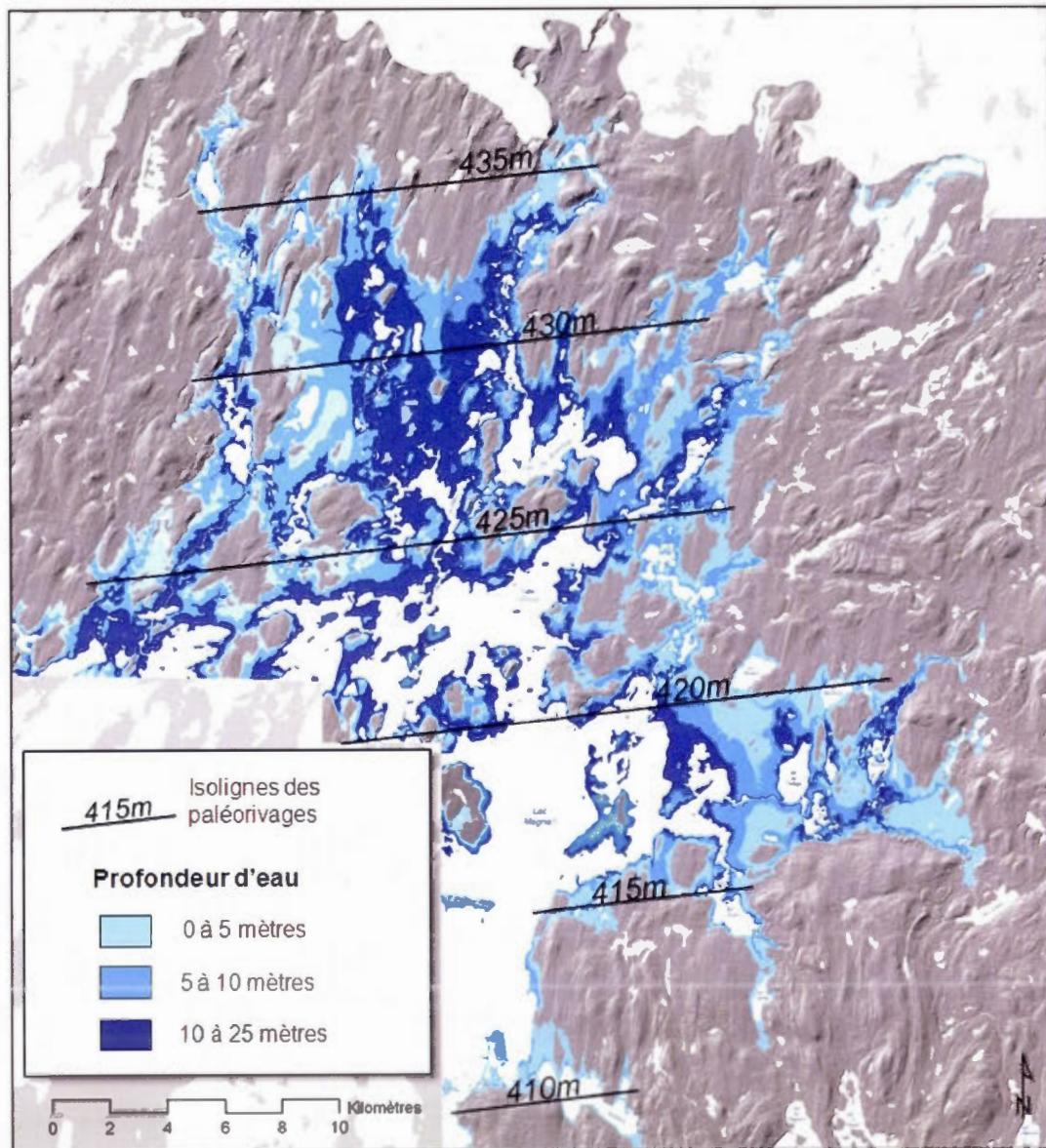


**Figure 5.8** Gauchissement glacio-isostatique des limites de délavage créés lors de l'étendue maximale du lac Obedjwan.

### 5.5.2 Modélisation de l'étendue totale couverte et des exutoires du lac glaciaire Obedjiwan

Nous avons ensuite récupéré cette modélisation du gauchissement glacio-isostatique afin de créer un second modèle présentant l'étendue réelle maximale du paléolac lors de sa phase maximale sur un MNT. L'opération consiste à soustraire la surface résultante du *trend*, donc l'étendue projetée du plan d'eau, au MNT représentant le relief topographique actuel. Ceci permet d'obtenir le portrait du plan d'eau lors de son extension maximale, en fonction du contexte topographique et glacio-isostatique de l'époque (figure 5.9).

Deux conclusions peuvent être tirées de la modélisation de l'étendue du lac glaciaire Obedjiwan. Tout d'abord, le modèle obtenu ne représente qu'une portion de l'étendue totale de ce paléolac; ce dernier a vraisemblablement couvert l'ensemble du réservoir Gouin. Ensuite, le modèle ne permet pas de localiser les exutoires de ce lac. Aussi, pour trouver une réponse à ces questions, nous avons entrepris de modéliser le bassin glaciolacustre dans son ensemble. Pour ce faire, nous avons établi que ce second modèle devait inclure la bathymétrie du réservoir actuel afin d'avoir un portrait topographique complet du territoire avant son ennoiemment. En effet, puisque le terrain d'étude ne couvre que la portion nord-est du réservoir, la majorité des plages, exutoires et autres vestiges glaciolacustres se trouvent non seulement à l'extérieur de la zone d'étude, mais aussi sous le niveau d'eau actuel du réservoir.



**Figure 5.9** Étendue maximale, profondeur et isolignes des paléorivages du lac glaciaire Obedjiwan.

### 5.5.2.1 Construction du modèle topo-bathymétrique du réservoir Gouin

Lors de la création du réservoir Gouin en 1917, très peu de données hydrographiques et bathymétriques avaient été récoltées. L'un des seuls ouvrages témoignant de l'existence d'un réseau de lacs à la tête du bassin versant de la rivière Saint-Maurice est celui de Bell (1903) présenté au chapitre I (figure 1.5). L'enneigement du territoire sous une tranche d'eau d'environ 25 mètres dissimule donc de nombreuses évidences géomorphologiques pouvant potentiellement expliquer le drainage des eaux du lac glaciaire Obedjiwan dans la portion ouest de la zone d'étude. C'est dans cette optique que nous avons entrepris de reconstituer la totalité de la bathymétrie du réservoir Gouin à l'aide d'un modèle numérique de terrain qui inclut les zones sous-aquatiques et des zones subaériennes.

Les seules données bathymétriques existantes du réservoir Gouin proviennent d'une compagnie spécialisée dans la production de cartes pour plaisanciers (TrakMaps Inc., en référence). Ces derniers ont réalisé la bathymétrie du réservoir Gouin à partir de 320 000 points de sondage. L'accès à ces données étant plutôt restreinte, nous avons entrepris de numériser les quatre cartes papier qui couvrent le réservoir Gouin. Avec le logiciel ArcGIS, nous avons géoréférencé ces cartes en les intercalant à partir des données hydrographiques de la Base de Données Topographiques du Québec (BDTQ). Nous avons ensuite numérisé les points de sondage de même que les isolignes bathymétriques de tout le réservoir en leur accordant leur mesure respective de profondeur. Au total, nous avons défini près de 42 000 points d'observation pour l'ensemble de la superficie du réservoir Gouin (figure 5.10). Les rives du réservoir utilisées pour le modèle sont celles de la BDTQ, soit les rives correspondant aux données utilisées sur les cartes bathymétriques initiales. Afin d'être en mesure de construire le modèle numérique bathymétrique, nous avons fractionné les polygones BDTQ des rives actuelles du réservoir en points, pour ensuite leur accorder une variable d'altitude connue, soit la hauteur de retenue des eaux à 403 mètres. Ces manipulations nous ont permis de construire un nuage de plus de 75 000 points géoréférencés pour l'étendue totale du réservoir Gouin, soit la somme des points bathymétriques et des points de rivages. Conformément à la variable d'altitude de la rive à 403 m, l'ensemble des données de profondeur du réservoir a été transformé en données



Figure 5.10 Répartition des 42 000 points de contrôle bathymétrique sur l'ensemble du réservoir Gouin.

d'altitude réelle par rapport au niveau de la mer et ce, afin d'obtenir un modèle d'altitude bathymétrique.

Pour la conception de ce modèle topo-bathymétrique du réservoir, nous avons utilisé le logarithme Topo to Raster de ArcGIS, logarithme reconnu pour sa cohérence dans les modèles hydrologiques (Hutchinson, 1989; 1996; Peralvo et Maidment, 2004). À propos de la méthode d'interpolation, Peralvo et Maidment (2004, p. 25) écrivent :

« [...] a powerful tool to model hydrologically correct DEMs. Even without the use of drainage enforcement, the algorithm modeled the stream network with high fidelity under different topographic conditions ».

Les données utilisées pour la construction du modèle sont les données bathymétriques altitudinales, les points de la rive établis à 403 m d'altitude et les polygones de surface totaux du réservoir défini en *boundarie* afin de restreindre l'interpolation aux données des bassins hydrographiques. Le modèle a été défini suivant une maille de 25 m/pixel, soit la plus petite valeur supportée par ArcGIS lors de ces manipulations. Finalement, un logarithme de *hillshade* a aussi été appliqué afin de mieux visualiser le modèle (figure 5.11).

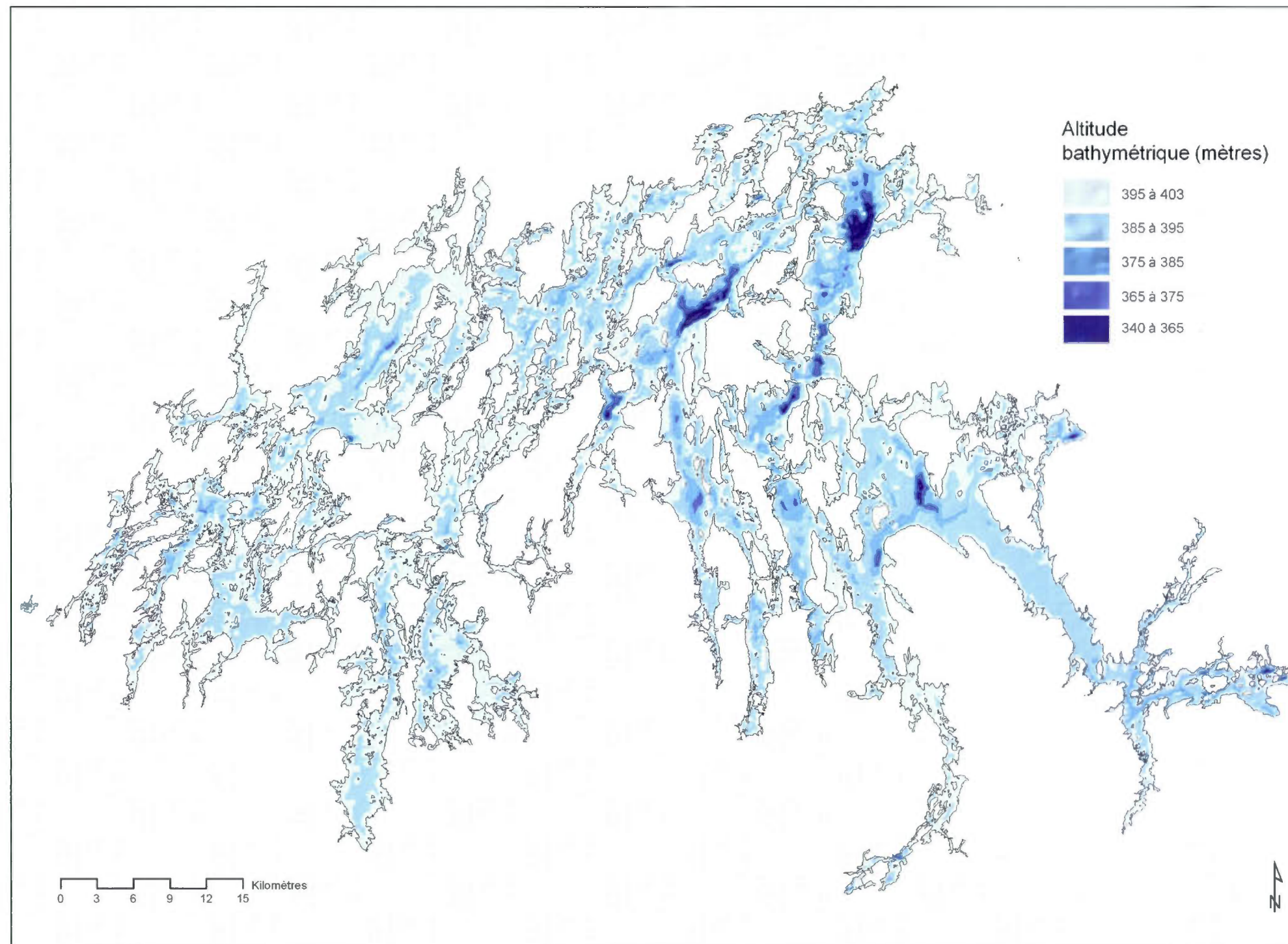


Figure 5.11 Modélisation de la bathymétrie du réservoir Gouin.



### 5.5.2.2 Élaboration d'un modèle numérique de terrain (MNT) d'échelle régionale

Suite à la construction du modèle topo-bathymétrique, nous avons produit un MNT qui inclut toutes les données d'altitude de la BDTQ pour l'ensemble du bassin du réservoir Gouin, en plus des données topo-bathymétriques, de façon à obtenir un modèle en continu des reliefs subaquatiques et subaériens. Les données du BDTQ sont produites à l'échelle 1:20 000, avec des courbes topographiques au 10 m. Toujours à partir du logarithme *Topo-to-raster*, nous avons compilé les données ponctuelles d'altitude, les courbes topographiques et les lacs dont l'altitude est connue afin de concevoir la portion subaérienne du modèle et ce, à l'échelle de toute la région du réservoir Gouin. Les données compilées proviennent donc des données BDTQ des feuillets SNRC 32B06, B07, B08, B09, B10, B11, B14, B15 et B15, en plus d'utiliser partiellement les feuillets limitrophes 31B01, B02, B03, B04, B05, B12, B13, 32G01, G02, G03 et G04. À ces données subaériennes, nous avons aussi intégré au calcul les données issues du modèle topo-bathymétrique. Le modèle a été généré suivant une résolution de 30 m/pixels, soit la maille la plus fine acceptée par le logiciel lors de ces manipulations. Le modèle final présente donc le territoire du réservoir Gouin à l'échelle régionale, incluant la bathymétrie des différents bassins qui forment le réservoir (figure 5.12).

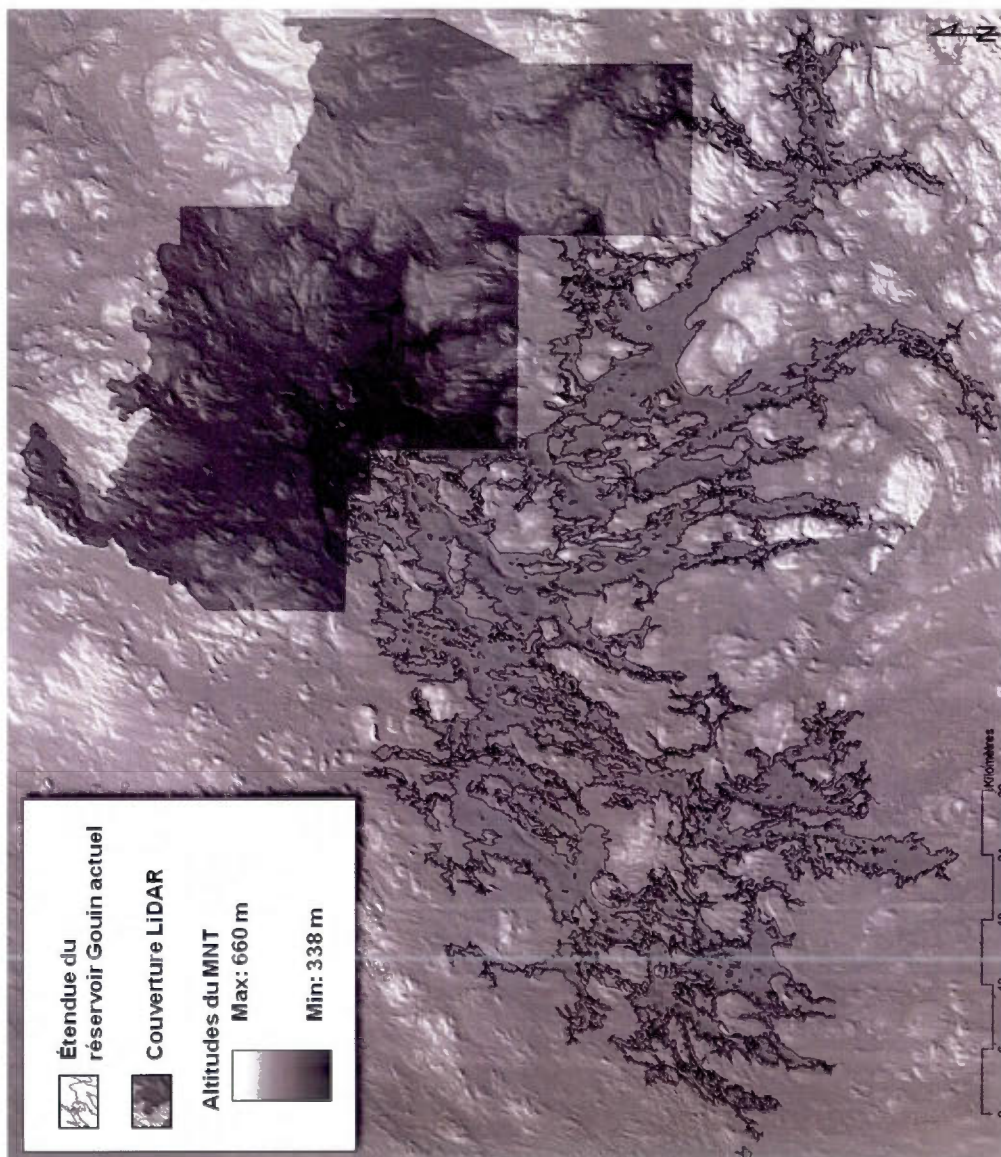


Figure 5.12 MNT topographique et bathymétrique de la région du réservoir Gouin.

### 5.5.2.3 Modélisation de l'étendue maximale du lac Obedjiwan

Afin de modéliser le plan d'eau lors de son étendue maximale en y incluant le gauchissement, nous nous sommes basés sur les isolignes calculées à partir des mesures d'altitude répertoriées sur le MNT LiDAR de la zone d'étude (figure 5.9). Ces isolignes représentent une tendance régionale de l'enfoncement glacio-isostatique. Puisque cette tendance a été calculée à partir de données d'une très grande précision, nous avons fait l'interpolation de ces isolignes afin de les appliquer à toute la région du réservoir Gouin. Nous avons donc prolongé d'est en ouest les isolignes déjà calculées de façon à couvrir tout le bassin du réservoir. Nous avons aussi créé de nouveaux isochrones au nord et au sud, en tenant compte du taux du gauchissement calculé (0,8 m/km). Ces extrapolations des isolignes nous a ainsi permis de calculer un nouveau *Trend* à l'échelle de tout le réservoir. Nous avons par la suite utilisé cette nouvelle surface projetée afin de l'appliquer au MNT régional. La modélisation obtenue présente donc l'étendue complète de ce qu'a été le lac glaciaire qui a recouvert l'ensemble de la région du réservoir Gouin lors du retrait de la glace (figure 5.13). La superficie totale atteinte par le paléolac Obedjiwan dépasse les 1800 km<sup>2</sup>. L'altitude maximale atteinte au sud était d'environ 390 m, près de la baie Kikendatch et de 445 m à l'extrémité nord, dans le secteur du lac de la Mule (figure 5.13). C'est dans le secteur du lac Magnan que l'on retrouve le point le plus profond à 340 m, où l'on pouvait alors y mesurer une épaisseur d'eau de 75 m. On note que les sédiments profonds retrouvés près du lac du Principal étaient alors recouvert d'une tranche d'eau d'environ 15 m, alors que l'altitude du lac dans ce secteur était d'environ 428 m. Le lac était alors ponctué d'une multitude d'île et formé de plusieurs baies allongées et convergentes, suivant un patron semblable à celui d'une toile d'araignée. Les baies les plus allongées étaient localisées dans les secteurs nord, nord-est et sud-est.

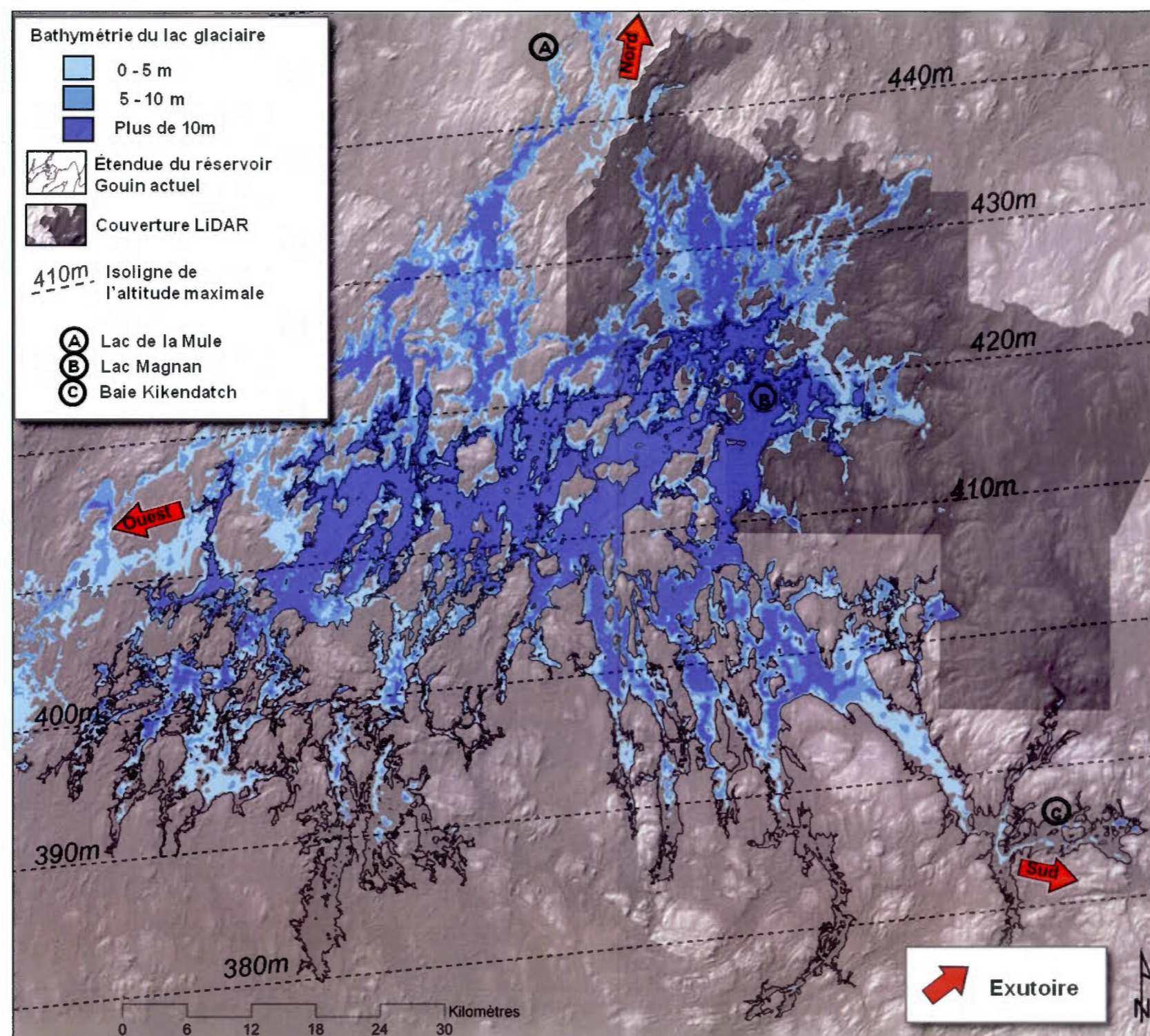


Figure 5.13 Étendue maximale, profondeur, isolignes des paléorivages et exutoires du lac Obédjiwan.

#### 5.5.2.4 Les exutoires du lac Obedjiwan

Le modèle de l'étendue maximale du lac Obedjiwan semble montrer que les exutoires possibles de ce lac sont limités. Tel qu'envisagé initialement, il apparaît que le gauchissement isostatique et la topographie locale ont permis le maintien des eaux durant la phase maximale de ce paléolac. Comme le montre la modélisation du lac Obedjiwan sur la figure 5.13, il existe trois exutoires possibles pour la vidange de ce lac. Un premier exutoire est localisé au sud-est du réservoir Gouin. Cet exutoire s'écoule vers le sud en empruntant le lit de la rivière Saint-Maurice. Le deuxième exutoire est localisé à l'extrémité ouest du réservoir Gouin, au delà de la limite de partage des eaux du bassin versant de la rivière Saint-Maurice. Finalement, un troisième exutoire est situé à environ 30 km au nord du réservoir Gouin, vers le bassin versant de la rivière Nottaway.

##### 5.5.2.4.1 L'exutoire sud

L'analyse de la modélisation montre que l'étendue maximale du lac Obedjiwan s'arrêtait au sud, à environ 15 km à l'ouest du barrage Gouin, soit près de l'île aux Trembles (figure 5.14). Le modèle laisse ainsi supposer qu'une rivière permettait probablement aux eaux du lac Obedjiwan de se drainer vers le sud-est, soit vers l'actuel rivière Saint-Maurice. Cet exutoire, d'une altitude comprise entre 380 et 390 m, a permis de maintenir les eaux du lac Obedjiwan à son niveau le plus haut, c'est-à-dire lors de son étendue maximale.

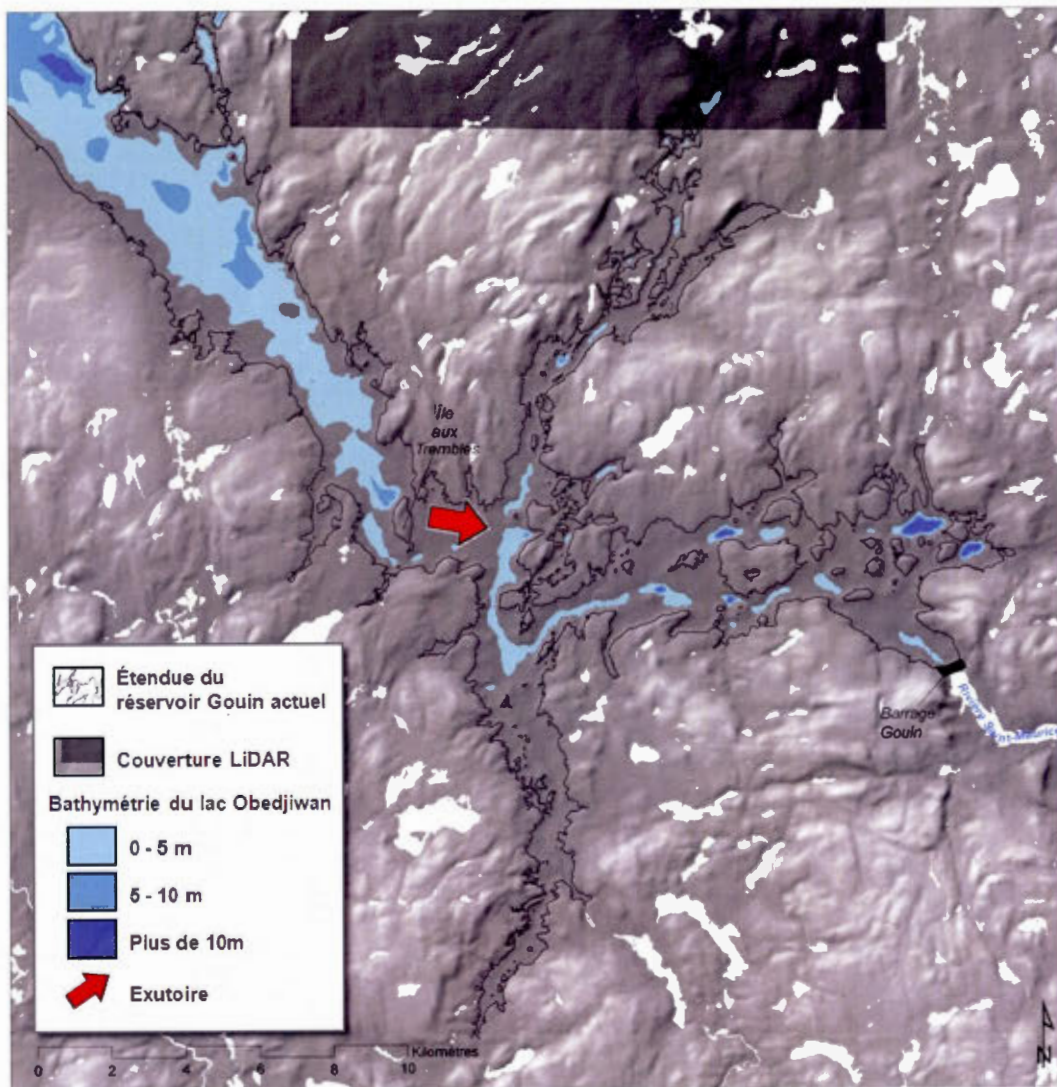


Figure 5.14 Exutoire sud du lac Obedjiwan.

#### 5.5.2.4.2 L'exutoire ouest

Le deuxième exutoire possible du lac Obedjiwan est localisé dans le secteur ouest. L'analyse du modèle nous montre qu'il a vraisemblablement existé un passage à l'ouest de la baie Plamondon à partir duquel les eaux ont pu transiter pour traverser du côté du lac glaciaire Ojibway, du moins dans son bassin versant. Basées sur les plus récentes modélisations du lac Ojibway (Nadeau 2011), nous estimons que les deux plans d'eau étaient probablement synchrones lors de leur étendue maximale respective. Cet exutoire correspond à une dépression de quelques centaines de mètres de longueur, localisée à l'ouest du lac Ohomisiw et dont la profondeur d'eau était de moins de 5 mètres (figure 5.15). Par la suite, les eaux auraient transité le long d'un corridor situé à environ 3 km au nord-ouest du Petit lac Kamitcikamacik, à partir d'où elles auraient traversé du côté abitibien, donc dans le bassin Ojibway. À partir de cet exutoire mesuré à environ 410 m, les eaux du lac Obedjiwan pouvaient s'écouler vers le lac Ojibway (400 m). Cet exutoire ne semble pas avoir permis un abaissement notable du lac Obedjiwan puisque ce dernier a continué à s'étendre vers le nord et ce, jusqu'à ce que l'altitude maximale du plan d'eau dépassent les 440 m, qui compte-tenu du gauchissement isostatique mesuré, est en accord avec l'exutoire sud à 380-390 m; il s'agirait donc d'un seuil.

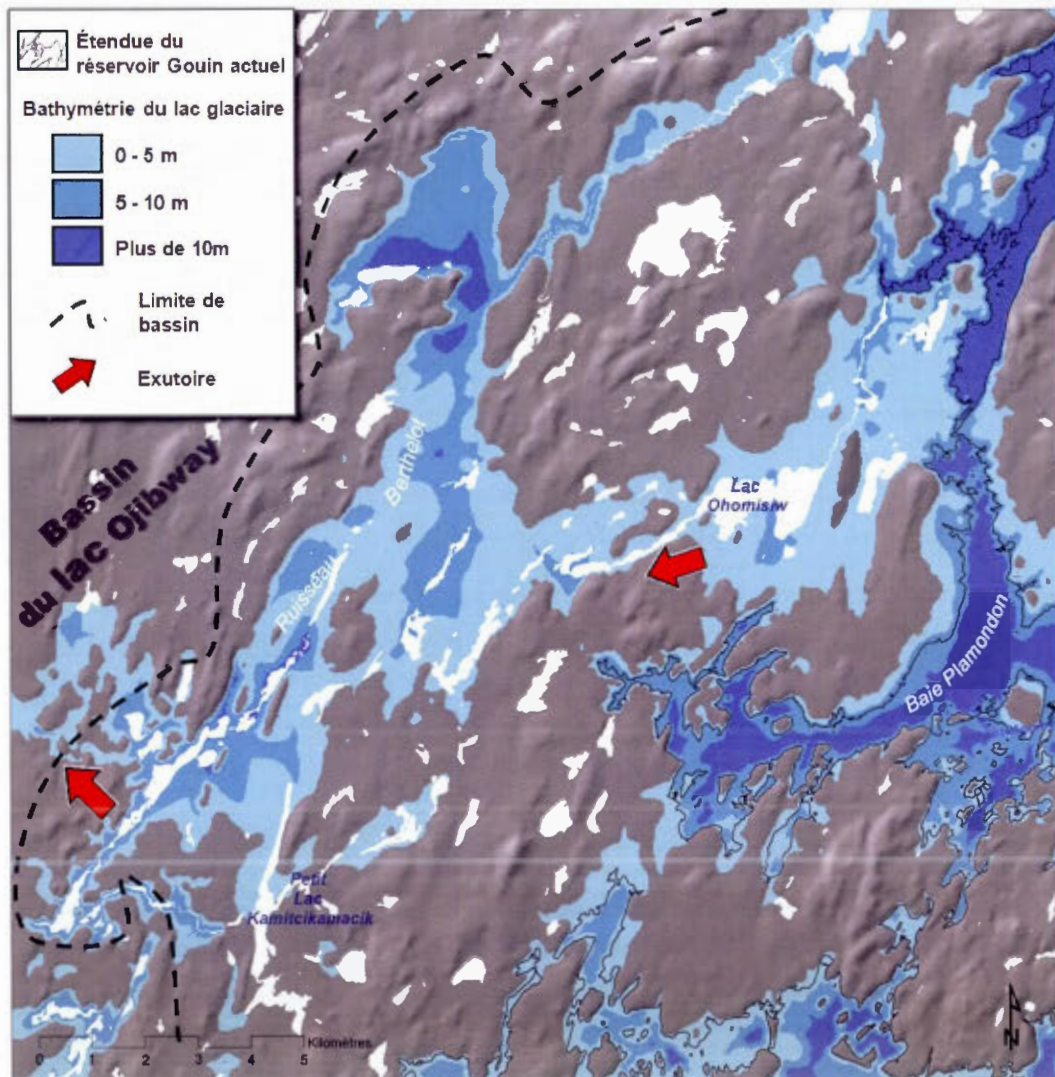


Figure 5.15 Exutoire ouest du lac Obedjiwan.



#### 5.5.2.4.3 L'exutoire nord

L'exutoire nord est situé dans la vallée de la rivière Toussaint, à l'ouest des lacs Baptistes et de la Mule (figure 5.16). Cet exutoire occupait un étroit corridor de moins de 500 m de largeur et pour lequel la profondeur d'eau était d'environ 5 à 10 m. La déglaciation de cet exutoire, situé entre 445 et 450 m d'altitude, a permis la vidange partielle du lac Obedjiwan. Le drainage des eaux du lac par ce corridor peut être étayé par une évidence géomorphologique identifiée par Paradis (2003) dans sa cartographie des dépôts meubles quaternaires de la région de Chibougamau. Il est possible d'y identifier un delta glaciolacustre à une altitude d'environ 450 m dans le sud du feuillet 32G02. La superposition de la carte de Paradis (2003) à la modélisation de la figure 5.16 permet de démontrer que ce delta pourrait concorder avec l'altitude du lac Obedjiwan dans le secteur suite à sa vidange partielle (environ 448 à 450 m).

La modélisation de Nadeau (2011) suggère que les eaux du lac Ojibway, lors son extension maximale, atteignaient environ 420 m d'altitude au moment de l'ouverture de l'exutoire nord du lac Obedjiwan (445 m). À partir de ces informations, on pense que le lac Obedjiwan aurait pu se vidanger par le nord lorsque la glace a libéré l'exutoire près du lac de la Mule. Les eaux se sont par la suite écoulées du côté du bassin versant de la rivière Nottaway.

L'étude menée par Dadswell (1974) sur les bioindicateurs a démontré la récurrence du *Mysis relicta* dans les lacs postglaciaires. Ce bioindicateur permet de savoir si les étendues d'eau douces ont déjà été en contact entre elles. Il est à noter que ce bioindicateur a été retrouvé dans les lacs ayant été recouverts par les eaux du lac Ojibway. Dadswell (1974) a ainsi échantillonné le lac Baptiste, en plus des eaux du réservoir Gouin. Les résultats sur ces lacs furent négatifs: aucune trace de *Mysis relicta* dans ces lacs. À la lumière de ces résultats et de ceux tirés de la modélisation de l'étendue, de l'altitude maximale et des exutoires tirées de notre étude, on considère que les eaux des lacs Obedjiwan et Ojibway n'ont pas été en contact; ils ont donc constitué des lacs glaciaires indépendants. On peut néanmoins statuer que les eaux du lac Obedjiwan se sont écoulées, à un moment de son histoire, vers l'ouest ou vers le nord, du côté du bassin versant du lac Ojibway.

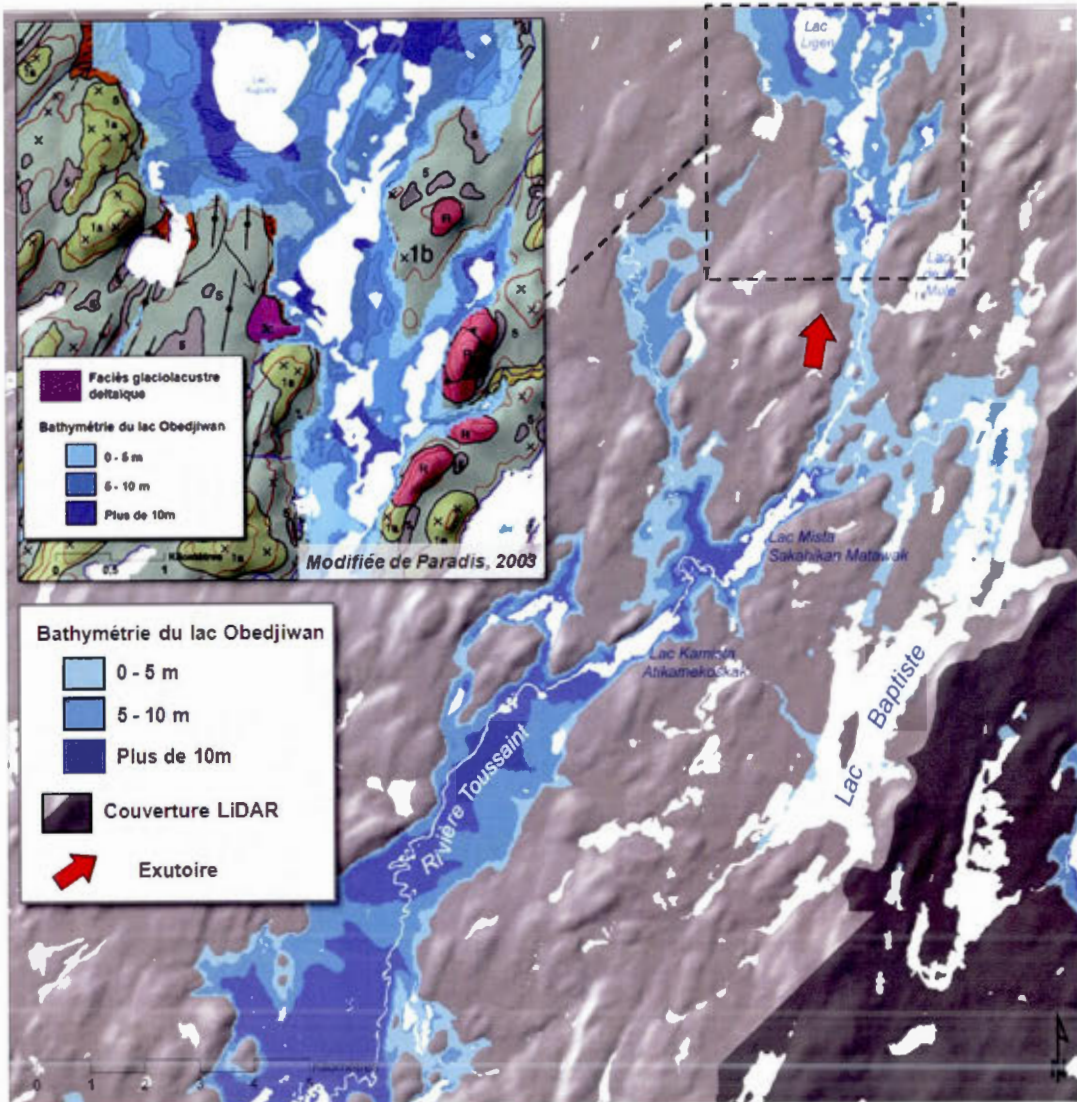


Figure 5.16 Exutoire nord du lac Obedjiwan.

## CHAPITRE VI

### PALÉOGÉOGRAPHIE

À partir de la compilation de l'ensemble des données récoltées sur le terrain, de la cartographie des dépôts meubles, des travaux antérieurs, des différentes analyses faites à partir du MNT LiDAR et des résultats obtenus en laboratoire, il est possible de faire la reconstitution des événements quaternaires de la région étudiée. Nous présentons ici cette reconstitution en trois sections: la dernière glaciation, la déglaciation et la phase post-glaciaire. Les positions des marges glaciaires proposées sont basées sur la corrélation des formes juxtaglaciaires observées sur le MNT LiDAR telles que les eskers, les moraines, les deltas-kames et les chenaux de fonte juxtaglaciaire (Jansson, 2003; Kleman *et al.*, 2006).

#### 6.1 La dernière glaciation

L'Inlandsis laurentidien a atteint son extension maximale au cours du Wisconsinien supérieur. Il était formé de trois grandes calottes coalescentes qui ont occupé une partie de l'Amérique du Nord durant les derniers 100 ka (Fulton et Prest, 1987; Dyke *et al.*, 2002; Dyke 2004). À leur extension maximale, les glaces s'étendaient alors sur tout le territoire du Québec, du Canada et du nord des États-Unis (Dyke *et al.*, 1982; Dyke et Prest, 1987; Dyke *et al.*, 2003; Veillette 1999). La région d'étude était alors recouverte par une épaisseur de glace variant entre 2 et 3 km (Andrews, 1982; Dyke *et al.*, 2002). Les sédiments glaciaires observés sur le terrain d'étude ont été déposés lors de cet épisode glaciaire. Aucun dépôt antérieur à la glaciation wisconsinienne n'a été retrouvé dans la région étudiée.

Le Bouclier canadien est marqué par l'omniprésence de formes associées à divers écoulements glaciaires, où les anciens écoulements sont présents sous forme de drumlins remodelés et de recoupements de stries glaciaires (Veillette *et al.*, 1999). Bien qu'aucun dépôt glaciaire antérieur à la dernière glaciation n'ait été retrouvé, nous avons tout de même noté la présence, dans la partie nord de la zone cartographiée, de stries orientées NNO-SSE

qui sont associées à un écoulement antérieur à la phase majeure d'écoulement (figure 6.1). Ces stries ont aussi été observées par plusieurs auteurs au nord du réservoir Gouin (Bouchard et Martineau, 1984; 1985; Prichonnet *et al.*, 1984; Bisson, 1987; De Corta, 1989; Prichonnet et Beaudry, 1990; Veillette et Pomares, 1991; Veillette *et al.*, 1999; Veillette, 2004). Les plus récentes interprétations quant à l'âge de ce mouvement proposent qu'il est fort probablement associé à la période d'expansion de l'Inlandsis wisconsinien (Dyke *et al.*, 2002; Veillette *et al.*, 1999; Veillette, 2004). On observe aussi la présence de cet écoulement vers le SSE dans les drumlins rocheux et les *crag-and-tails* localisés au sud du terrain d'étude, plus précisément dans le secteur à l'est et au sud du lac du Déserteur.

Le mouvement dominant de la région suit un écoulement vers le 180°N dans la portion est du terrain et progresse vers le 200°N dans la portion ouest (figure 6.1). Cet écoulement est responsable de l'orientation des principales formes d'érosion et d'accumulation glaciaire du terrain d'étude, c'est-à-dire des drumlins rocheux, des formes drumlinoïdes, du *fluting* dans le till et des *crag-and-tails*. Ces directions d'écoulement glaciaire concordent avec celles proposées dans les modèles existants (Dyke et Prest, 1987; Dyke *et al.*, 2002; Veillette *et al.*, 1999), où un centre de dispersion localisé dans la région du lac Mistassini, aurait créé un patron d'écoulement radial dans le secteur. Les nombreux travaux antérieurs répertoriés à une échelle régionale élargie (Low, 1906; Wilson, 1910; Bancroft, 1916; Mawdsley et Norman, 1935; Faessler, 1935; 1936; Milner, 1943; Laurin, 1955; 1956a; 1956b; 1965; Ermengen, 1957; Gilbert, 1959; Deland et Grenier, 1959; Remick, 1970; Charre, 1976; Martineau, 1984; Bouchard et Martineau, 1984; 1985; Prichonnet *et al.*, 1984; Bisson, 1987; De Corta, 1989; Prichonnet et Beaudry, 1990; Veillette et Pomares, 1991; Veillette, 2004) permettent d'appuyer l'hypothèse de cette tendance radiale associée à la période pléniglaciaire. Ce mouvement radial concorde aussi avec celui attribué au tardiglaciaire dans les travaux de synthèse présentant l'évolution du recul de l'Inlandsis laurentidien, depuis son apogée jusqu'à sa disparition (Dyke et Prest, 1987; Vincent, 1989; Dyke, 2004). Dans sa synthèse des écoulements glaciaires sur le sud du Bouclier canadien, Veillette (1999) propose que cet écoulement glaciaire en éventail puisse aussi être associé à un mouvement tardif de la calotte laurentidienne.

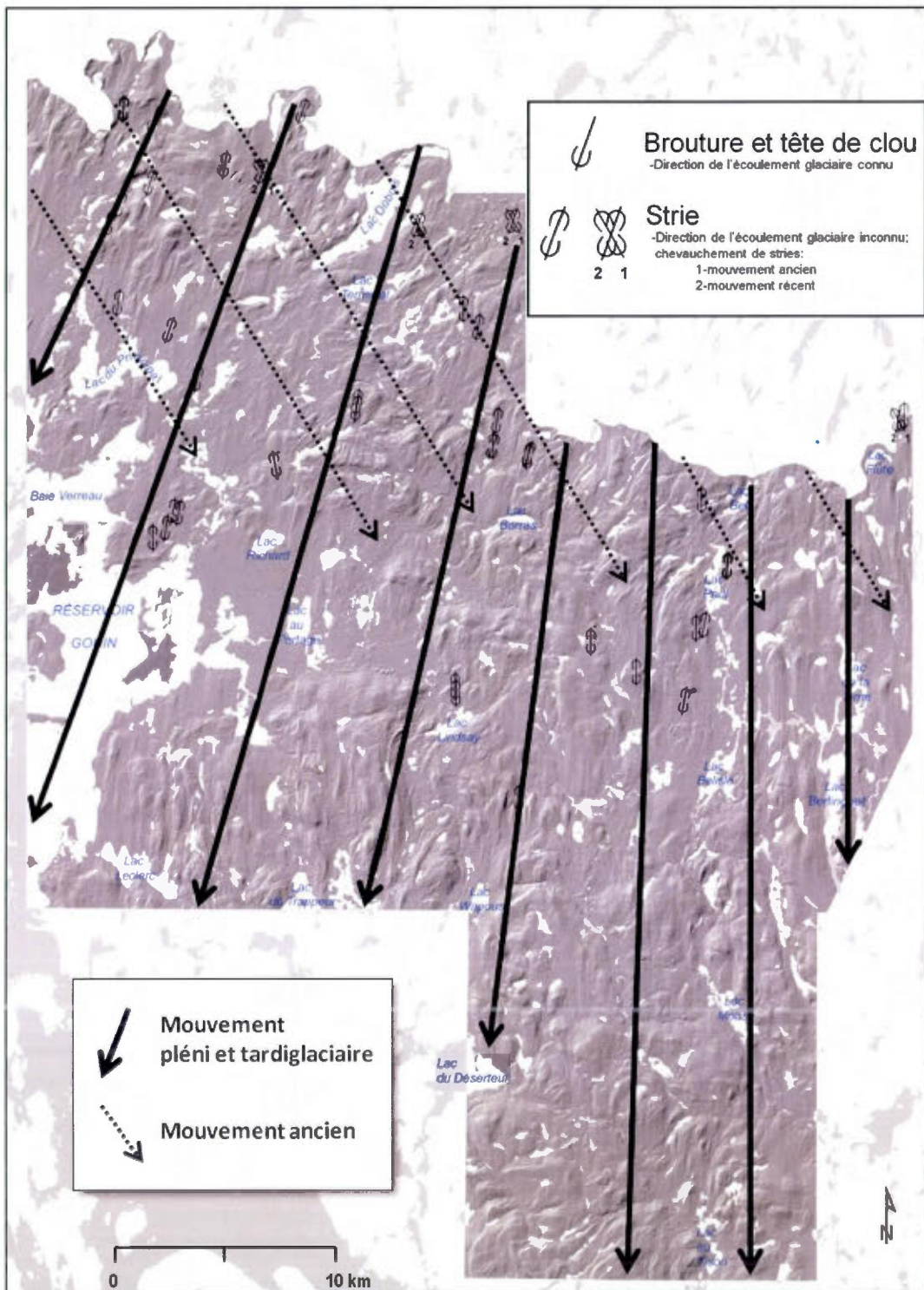


Figure 6.1 Direction et chronologie des écoulements glaciaires.

Ce mouvement glaciaire dominant est aussi celui qui a vraisemblablement mis en place la nappe de till qui recouvre la majorité du territoire d'étude. On observe que le *fluting* du till suit aussi ce même mouvement radial. Finalement les fabriques faites dans le till étayent aussi le mouvement vers le 200° dans la partie ouest du terrain (fabrique 15S4 et 20S10; figure 4.8) et un écoulement vers le sud à 180° dans la partie est du terrain (fabrique 20S11; figure 4.8).

## 6.2 La déglaciation

L'extension maximale de l'Inlandsis laurentidien est définie par une période de climat relativement stable où le niveau des océans était d'environ 135 m sous l'actuel (Clark et Mix, 2000). Il y a 18ka BP (ou 21,4 ka cal), la couverture de glace s'étendait alors jusqu'aux limites de l'état du Wisconsin au États-Unis (Dyke et Prest, 1987; Dyke *et al.*, 2002; Dyke, 2004). Les modèles glaciaires proposent différentes configurations de l'Inlandsis laurentidien à son extension maximale (Denton et Hughes, 1981; Dyke *et al.* 1982; Fisher *et al.*, 1985; Dyke et Prest 1987; Veillette *et al.* 1999; Dyke *et al.* 2003). C'est à partir du moment où l'inlandsis était à son extension maximale que débute le retrait de la marge glaciaire, qui mènera à sa disparition complète au cours de l'Holocène.

Plusieurs faciès observés sur l'ensemble de la région d'étude sont analogues à ce qui a été observés par Aylsworth et Shilts (1989) dans la zone de partage glaciaire du Keewatin. En effet, on note plusieurs ressemblances dans la typologie des eskers multi-crêtes, la présence de crêtes morainiques de type «ribbed moraines», l'omniprésence de fuselage sur le till et les nombreuses terrasses d'épandages glaciaires. Le contexte régional en lien avec la distance à un centre de dispersion présumé de la calotte laurentidienne est aussi très semblable. Les directions parfois divergentes des eskers par rapports aux drumlins, eux-mêmes formés par une glace active, démontrent une mise en place par une glace en stagnation ou en décrépitude (Aylsworth et Shilts, 1989). La compilation des formes liées à la période pléni-glaciaire montre un écoulement radial (vers le SSO dans la partie nord et vers le S dans la partie sud de la région étudiée). L'analyse de l'orientation des formes associées à la fonte de la glace tels que les eskers, les moraines et les chenaux juxtaglaciaires témoignent d'une marge glaciaire à l'allure légèrement courbe lorsque le front atteint le lac Magnan, où la portion ouest du front a

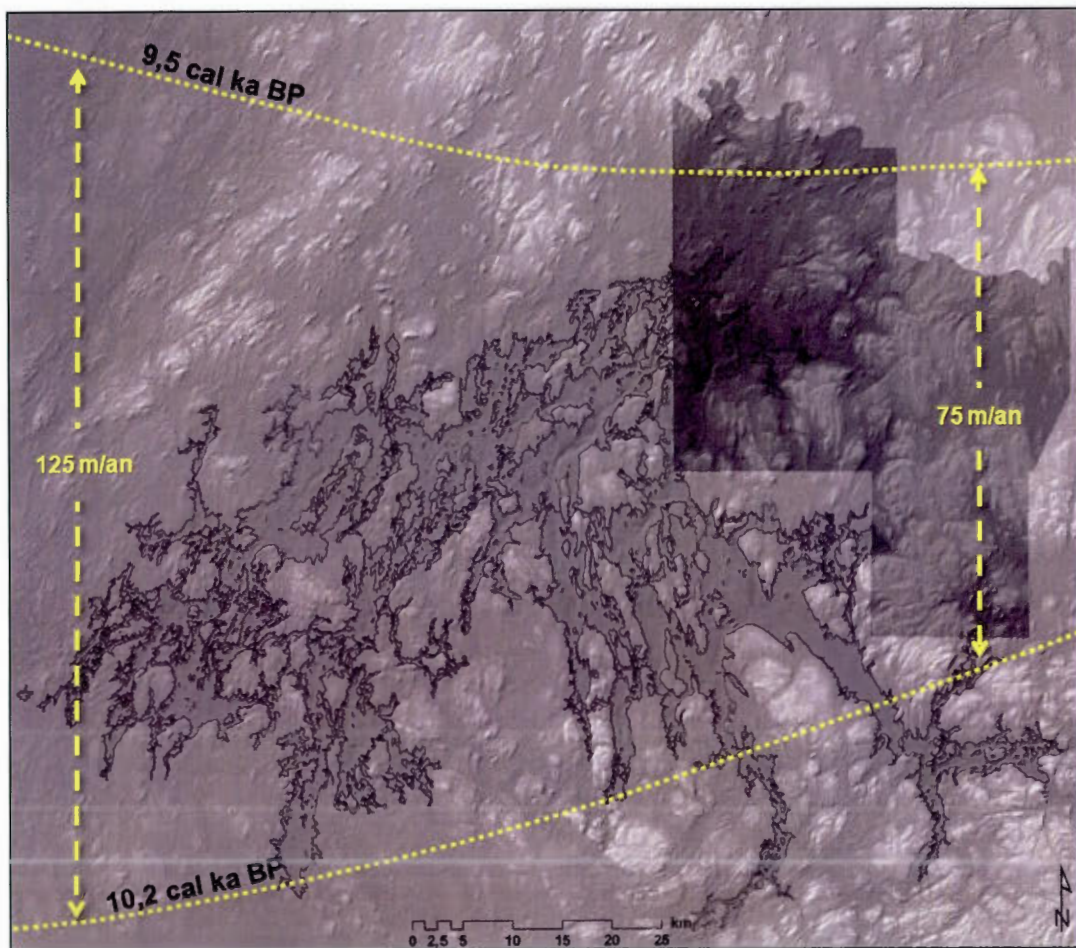
une orientation ONO-ESE, alors que la portion est suit une orientation globalement est-ouest. Ces résultats permettent de proposer que l'écoulement qui dominait au pléni-glaciaire semble aussi être celui qui prévalait lors du tardiglaciaire.

C'est vers 13 ka BP (15,6 ka cal) que la déglaciation du Québec s'amorce avec le recul du front glaciaire qui franchi la frontière canado-américaine à la hauteur du lac Mégantic (Parent *et al.*, 1985; Dyke *et al.*, 2003; Dyke, 2004). Vers 11,1 à 10,9 ka BP (environ 13,1 et 12,9 ka cal), l'enfoncement isostatique jumelé à l'ouverture du détroit de Québec permet l'arrivée des eaux salées dans la vallées du Saint-Laurent, formant ainsi la Mer de Champlain (Occhietti, 2007). Lors de cette première phase, les eaux sont confinées entre le front de l'inlandsis et le piémont des Appalaches (Occhietti, 1980). La deuxième phase transgressive se fait rapidement. Cette phase équivaut au climax de la Mer de Champlain, soit sur une période de 100 à 200 ans. L'altitude maximale atteinte par la Mer de Champlain est mesurée dans la région des Laurentides, à 251 m (Prichonnet, 1977). Cette deuxième phase a lieu entre 10,9 et 10,6 ka BP (12,9 et 12,6 ka cal) et se termine après la mise en place de la moraine de Saint-Narcisse (Occhietti, 1980; Parent et Occhietti, 1988). Le refroidissement climatique lié au Dryas récent a eu pour conséquence de ralentir le recul du front de l'Inlandsis et de permettre la construction de la Moraine de Saint-Narcisse sur une période d'environ 250 ans, quelque part entre 10,8 et 10,5 ka BP (12,8 et 12,5 ka cal) (Simard *et al.*, 2003; Occhietti *et al.*, 2004; Daigneault et Occhietti, 2006; Occhietti, 2007). Cette pause dans le retrait de l'inlandsis est marquée par une réactivation de la glace ayant pour conséquence la formation du bourrelet morainique qui s'étend sur plus de 750 km, en partant de la région de Charlevoix à l'est et allant jusqu'en Outaouais à l'ouest. Après cette pause d'environ 200 ans, les eaux de la Mer de Champlain continuent à migrer vers le nord. On note cependant que cette progression des eaux salées, au-delà de la moraine de Saint-Narcisse se fait de façon tardive (Occhietti, 1980). En effet, les eaux salées ont progressé dans la région lors de la dernière phase transgressive de la Mer de Champlain, c'est-à-dire entre 10,8 et 9,8 ka BP ou entre 12,8 et 11,25 ka cal (Occhietti, 1980; Gagnon et Morelli, 1986). Alors que la mer n'a pas encore atteint son niveau maximal dans la région de la Mauricie, elle entame déjà sa régression dans les autres secteurs des basses terres du Saint-Laurent (Gagnon et Morelli, 1986). Pour la région de la Mauricie, on estime que l'extension maximale des eaux marines se fait au travers d'une vallée orientée vers le NE, jusqu'à une cinquantaine de kilomètres au nord de La

Tuque (Occhiatti, 1980; Harington et Occhiatti, 1988). Les eaux salées de la Mer de Champlain n'ont donc jamais atteints le réservoir Gouin (Dadswell, 1974; Occhiatti, 1980).

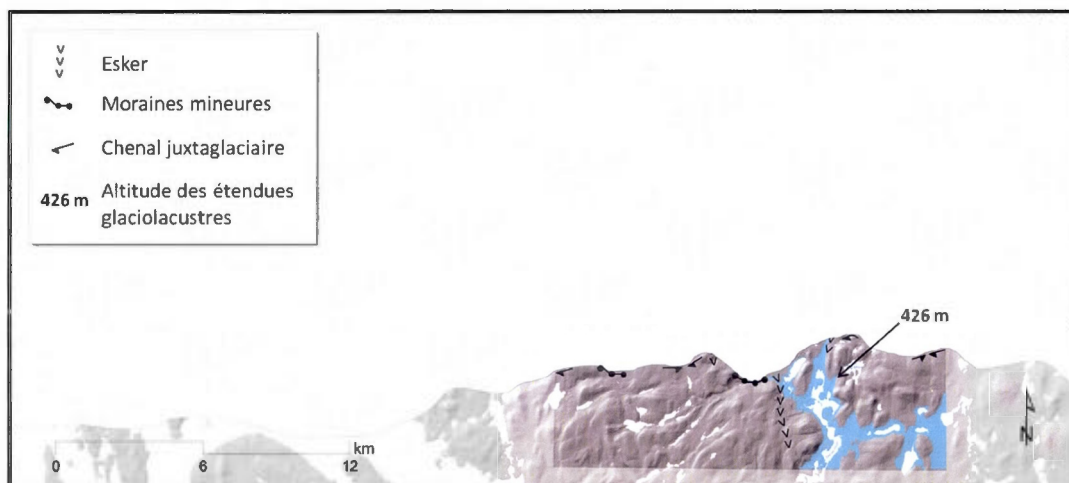
Suite à la halte Saint-Narcisse, le taux de retrait annuel demeure assez lent vu le refroidissement climatique qui perdure toujours durant le Dryas récent (Occhiatti, 2007). Le recul du front se poursuit donc de plus bel jusqu'à la halte qui a formé la Moraine de Mars-Batiscan vers 10,2 à 10 ka BP (11,6 à 11,4 ka cal), marquant la fin du Dryas récent (Bhiry *et al.*, 2001; Simard *et al.*, 2003; Occhiatti, 2007). Il s'agit de la dernière halte majeure de la marge glaciaire avant d'atteindre la limite sud du terrain d'étude. La moraine de Mars-Batiscan traverse la Mauricie à la hauteur du lac Mékinac, soit à environ 250 km au sud-est du réservoir Gouin (Simard *et al.*, 2003). À partir de 9 ka BP ou 10,2 ka cal, la Mer de Champlain a laissé place, depuis maintenant près de 500 ans, au lac à Lampsilis dans les Basses-terres du Saint-Laurent, (Parent *et al.*, 1985; Richard, 1985). C'est aussi vers 9 ka BP (10,2 ka cal) que la marge glaciaire atteint l'extrémité sud du terrain d'étude. Entre la pointe sud-est du réservoir Gouin et la pointe sud du lac Mistassini, le taux de retrait de la marge glaciaire est estimé à environ 230 m/an (Dyke et Prest, 1987; Simard *et al.*, 2003). Dyke *et al.* (2003) proposent que la région cartographiée aurait été déglacée sur une période d'environ 700 ans (figure 6.2). Les isochrones basées sur les estimations de Dyke (2004) démontrent une fonte plus rapide dans la portion ouest du réservoir Gouin que dans le secteur d'étude localisé plus à l'est (figure 6.2). Plus spécifiquement pour le secteur cartographié, Dyke et Prest (1987) et Dyke (2004) proposent que la région d'étude ait été déglacée entre 9 et 8,5 ka BP (entre 10,2 et 9,5 ka cal), soit avec un taux de recul moyen d'environ 75 m/an. Cette estimation correspond aux mesures faites sur l'espacement entre les moraines le long d'un tronçon d'esker d'une longueur de 10 km au sud du lac aux Oignons soit 74,2 m (figure 4.21). Plus à l'ouest, le taux de recul aurait été plus rapide à 125 m/année (Dyke *et al.*, 2003). Ce retrait plus rapide à l'ouest aurait pu être causé par le vèlage du glacier en contact avec le lac glaciaire Obedjiwan (figure 6.2).





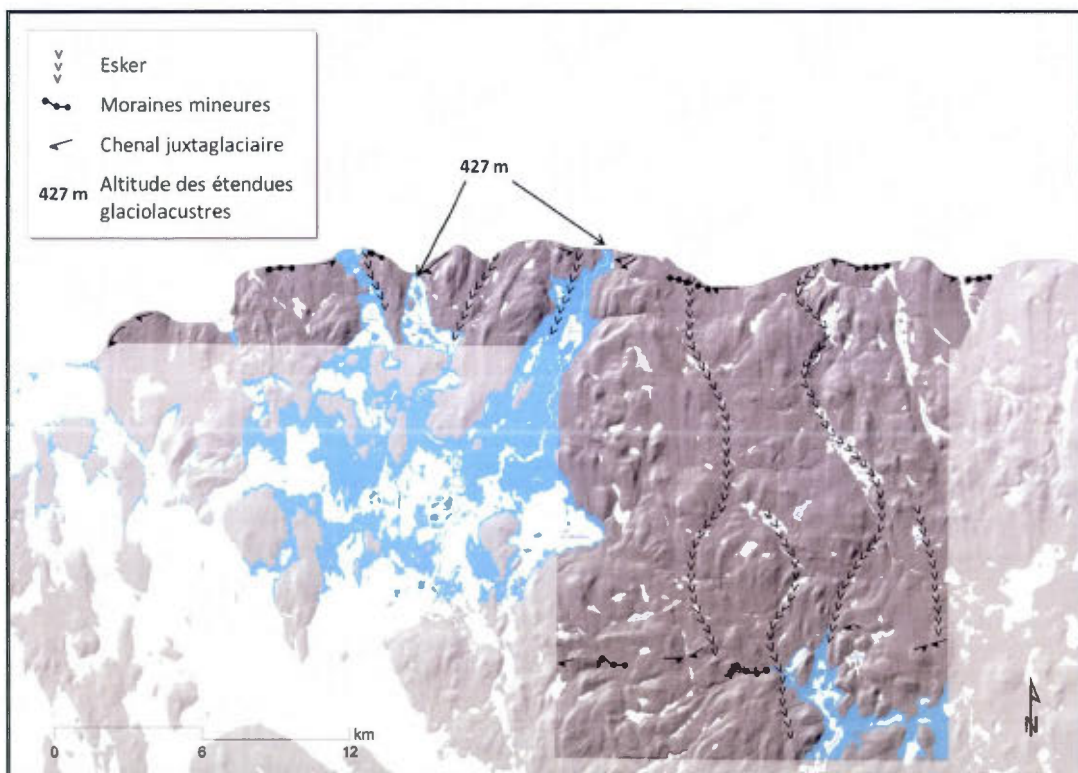
**Figure 6.2** Isochrones de la déglaciation et taux de retrait (la zone ombragée représente le secteur cartographié), modifiés de Dyke *et al.* (2003).

Le recul du front de glace se poursuivant donc dans la région d'étude, de grandes quantités d'eaux de fonte se sont accumulées dans les différentes dépressions du territoire, tel que présenté dans le chapitre V. Les premiers deltas observés se sont formés dans la partie sud du terrain, sur le pourtour du lac au Vison (figure 6.3). La cause de la retenue des eaux associées à ce paléolac demeure à déterminer. La limite sud du lac devait alors se trouver quelque part au nord de la baie Kikendatch du réservoir Gouin. La marge glaciaire définie sur la figure 6.3 est localisée tout juste au nord du lac Vison. Le drainage du lac a été probablement rapide puisqu'on ne retrouve aucune autre terrasse associée à un niveau lacustre moins élevé dans le secteur. On peut penser que le retrait de la marge glaciaire quelque part vers l'ouest aurait permis l'ouverture d'un passage à partir duquel les eaux ont pu migrer, expliquant la baisse subite de l'altitude de ce lac. On estime que c'est aussi lorsque la marge a atteint cette latitude que ce sont formés les chenaux sous-glaciaires retrouvés à l'ouest du lac Moose (appendice A), alors que l'épaisseur de la glace était moins grande et que la fonte était accélérée, occasionnant la création de très grande quantité d'eau (figure 4.25).



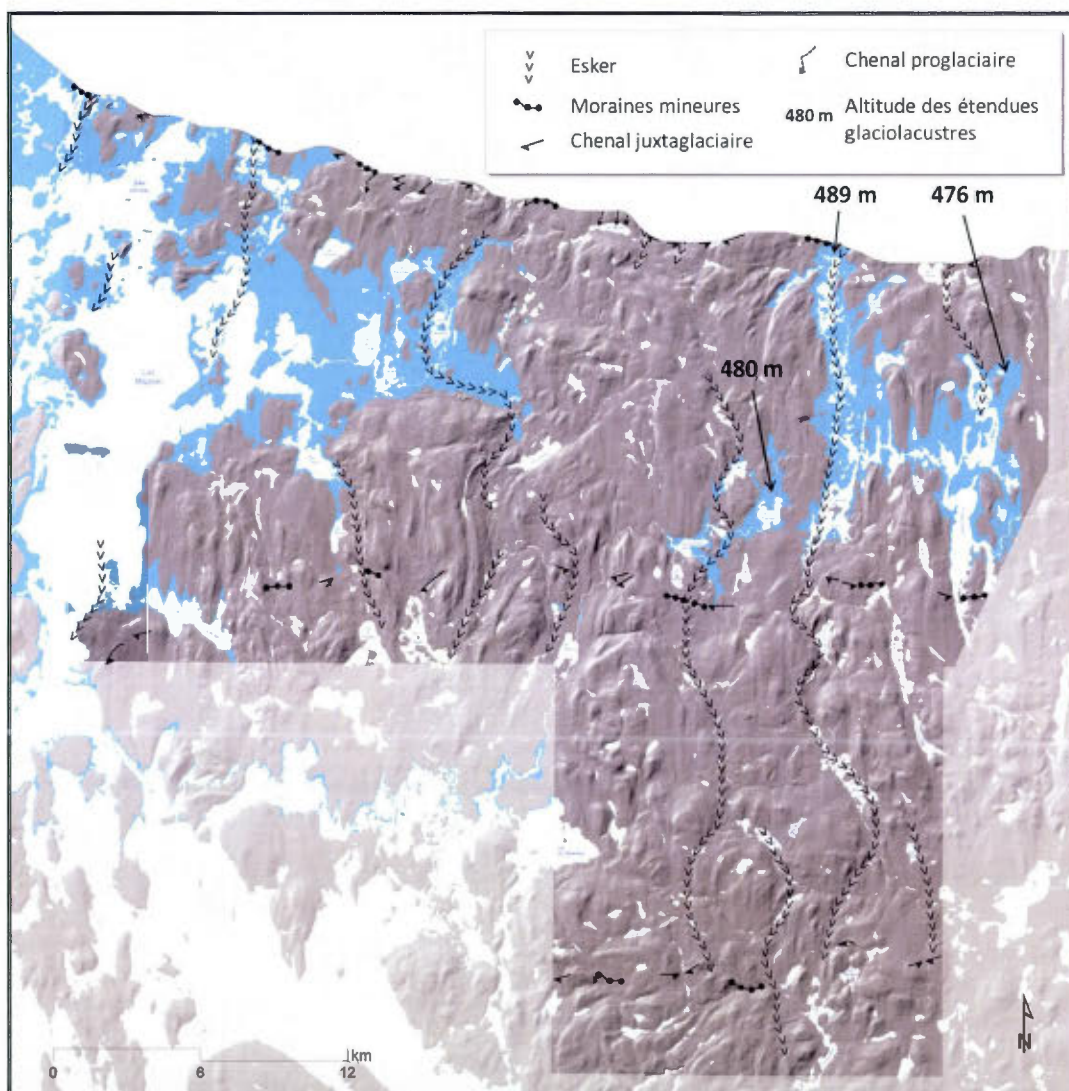
**Figure 6.3** Marge glaciaire près du lac au Vison.

Le front glaciaire poursuivant son recul vers le nord, les eaux de fonte se sont alors accumulées dans le secteur centre-sud du terrain d'étude, soit dans les bassins des lacs du Trappeur, Fraser, Wapous et du Déserteur (figure 6.4). Le maintien du niveau du lac s'est probablement fait par l'enfoncement isostatique puisque que le drainage du secteur se fait normalement par le sud, via la rivière Saint-Maurice, alors déglacée. Les eaux de ce lac se sont probablement drainées ultimement par l'ouverture d'un exutoire à l'ouest, créé par le retrait de la marge. Il est certain que le drainage a eu lieu avant que le front de glace atteigne la latitude du lac Leclerc, localisé à l'extrémité sud-ouest du terrain d'étude (appendice A) puisqu'à cet endroit, les seules lignes de rivages retrouvées sont celles que l'on associe au niveau maximal atteint par le lac Obedjiwan. À cette latitude, le niveau d'eau du côté du lac Magnan est d'environ 10 m plus bas que dans le secteur du lac Trappeur-Fraser-Wapous. En effet, on retrouve sur les rives du lac Magnan une limite de délavage dans la nappe de till à une altitude de 409 m. Cette observation nous permet de proposer que ce lac glaciaire a précédé la formation du lac Obedjiwan et que ces derniers n'ont jamais été synchrones.



**Figure 6.4** Marge glaciaire près des lacs Trappeur-Fraser-Wapous.

Le front de l'inlandsis a ensuite atteint le secteur des lacs Premier, Belisle et Berlinguet (figure 6.5). Les eaux s'accumulent d'abord dans le bassin du lac Premier, pour migrer ensuite du côté du lac Belisle. Lorsque la marge glaciaire atteint le nord du lac Berlinguet, à la hauteur de la pointe sud du *crag-and-tail* du lac Roy, les eaux du bassin Belisle à l'ouest vont migrer vers l'est du côté du lac Berlinguet où les eaux sont plus basses, pour former un seul lac glaciaire (figure 5.4). Le recul du front permettra ensuite aux eaux de s'étendre vers le nord pour atteindre les lacs de la Lime à l'est et plus tard, le lac Bell à l'ouest. Les bassins ainsi formés suivent les vallées d'orientation nord-sud.

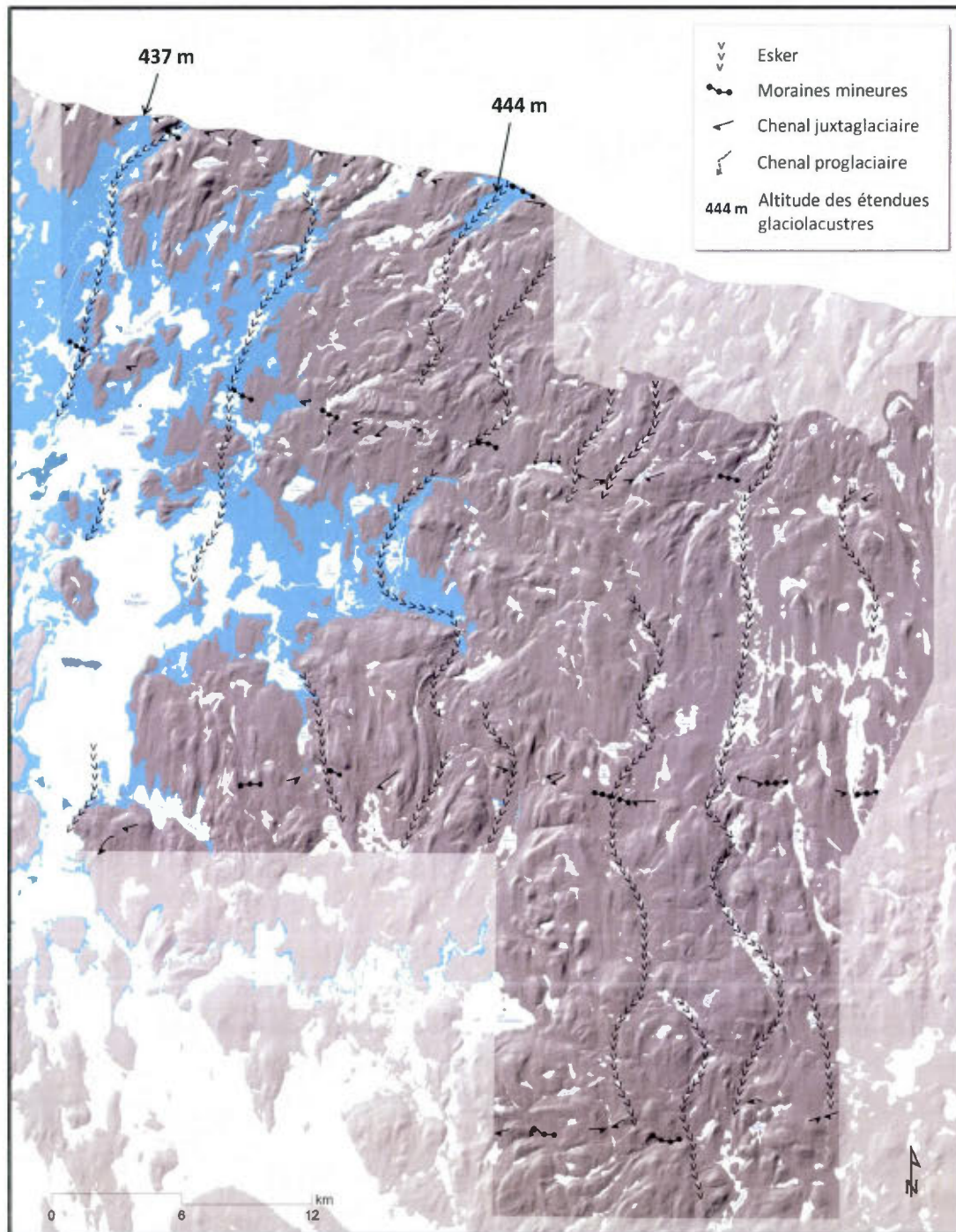


**Figure 6.5** Marge glaciaire près des lacs Paul-Belisle-de la Lime-Berlinguet.

Le recul de la marge glaciaire se poursuivant, c'est lorsque la marge glaciaire atteint le nord du terrain cartographié que le lac d'obturation glaciaire localisé près du lac de la Grande Île se forme (figures 6.6). Le drainage normal des eaux dans ce secteur se fait vers le nord. Les eaux sont donc bloquées par la glace, créant un lac d'obturation glaciaire. Avec le recul du front glaciaire, la déglaciation de deux exutoires, orientés respectivement vers l'est et vers l'ouest, ont permis de faire descendre le niveau des eaux de 10 m (figure 5.5). Le plan d'eau se maintiendra jusqu'à ce que la glace libère un dernier exutoire qui permet de faire descendre le lac à son niveau le plus bas, c'est-à-dire à celui où l'on retrouve actuellement les tourbières du secteur.

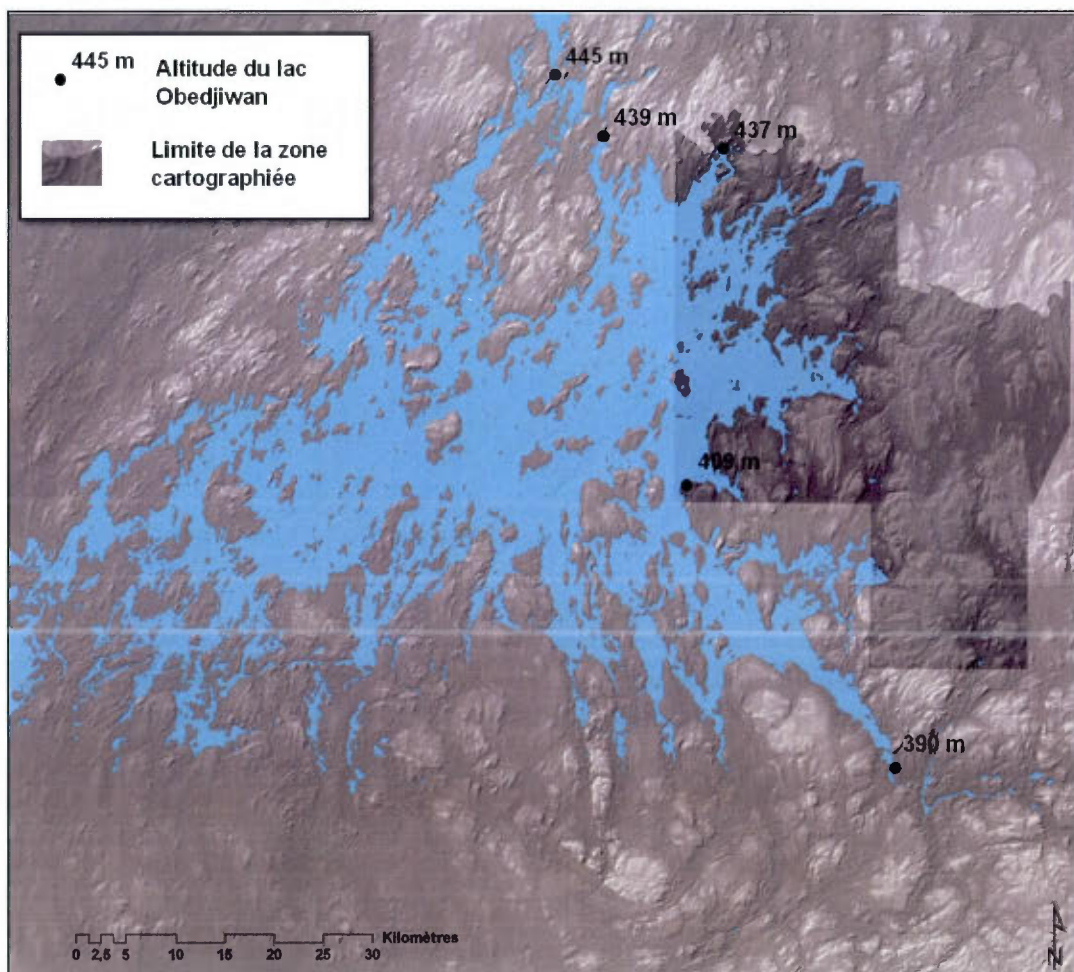
Lorsque la marge glaciaire a atteint l'extrémité nord du terrain d'étude, c'est-à-dire vers 8,5 ka BP ou 9,5 ka cal (Dyke *et al.* 2003), le lac glaciaire Obedjiwan atteint son extension maximale. Au sud, l'eau est maintenue par le jeu du gauchissement glacio-isostatique. La limite méridionale du lac Obedjiwan lors de son extension maximale atteignait l'île aux Trembles, localisé à l'ouest de la baie Kikendatch du réservoir Gouin. Il est probable qu'un faible débit d'eau permettait un écoulement vers l'est et maintenait les eaux du lac Obedjiwan près de son niveau maximal.

L'exutoire situé à l'ouest, près du lac Ohomisiw (figure 5.15), a certainement permis de vidanger une partie des eaux du lac Obedjiwan. Lors de la conception du barrage du réservoir Gouin, les spécialistes de l'époque prévoyaient une vidange potentielle des eaux par l'ouest: « Les ingénieurs prétendaient qu'une montée supplémentaire de deux pieds du niveau de l'eau aurait provoqué le déversement des eaux de la Mauricie dans le bassin de la Baie-James par la rivière Nottaway et la rivière Mékiskan » (Bouchard, 1980; p. 161). Le niveau d'eau du réservoir Gouin auquel on fait référence est le même que l'actuel, donc quelques mètres plus bas que le niveau maximal atteint par Obedjiwan. Cet exutoire aurait toutefois été de très courte durée ou de faible intensité. Nous estimons ainsi que ce drainage vers l'ouest aurait eu une influence négligeable sur l'abaissement globale des eaux du lac Obedjiwan puisqu'il s'est étendu beaucoup plus loin vers le nord.



**Figure 6.6** Marge glaciaire et lacs Obidjwan et de la Grande Île.

L'étendue maximale du lac proglaciaire Obedjiwan a été atteinte alors que la région était entièrement déglacée et que l'exutoire nord était sur le point de se libérer (figure 6.6). Le modèle numérique de l'extension maximale de ce lac (figure 6.7) démontre que les eaux atteignaient l'île aux Trembles au sud (figure 5.14) et le lac de la Mule au nord (figure 5.16). C'est aussi lorsque le plan d'eau était à son altitude maximale que les sédiments d'eau profonde ont pu se mettre en place. En effet, les rythmites silto-argileuses retrouvées dans le secteur nord du lac du Principal auraient été déposées sous une tranche d'eau d'environ 15 m. Le gauchissement des lignes de rivages du plan d'eau à son étendue maximale a été calculé à partir des lignes de rivages mesurées sur le MNT LiDAR : il était de 0,78 m/km en direction vers du NNO (352°).



**Figure 6.7** Étendue maximale du lac glaciaire Obedjiwan.

C'est lorsque le retrait de la marge glaciaire permet l'ouverture de la vallée située près du lac de la Mule, que s'opère la vidange du lac Obedjiwan. La vidange du lac par le nord peut être appuyée par la présence d'un delta glaciolacustre au sud du feuillet 32G02 (Paradis, 2003) dont les altitudes collent parfaitement à la modélisation du lac Obedjiwan. Cette modélisation montre que cet exutoire avait une profondeur d'eau oscillant quelque part entre 5 et 10 m. On peut donc imaginer que l'abaissement du lac Obedjiwan a pu se faire par cet exutoire pour une période déterminée grâce à l'épaisseur de cette tranche d'eau. Après quoi, l'abaissement du lac n'a pu se faire que par la remontée isostatique, permettant la vidange progressive des eaux par l'exutoire sud, qui correspond à l'établissement du drainage actuel par le Saint-Maurice. L'abaissement du niveau du lac Obedjiwan s'est fait de façon graduelle, avec des périodes de stagnations, étayée par la présence de terrasses et de littoraux observés dans les sédiments deltaïques retrouvés sur les rives du lac Magnan. La vidange a donc été possible par l'exutoire nord et ce, jusqu'au moment où le plan d'eau s'est abaissé jusqu'à atteindre l'altitude précise de l'exutoire, c'est-à-dire de 5 à 10 m plus bas que le niveau maximal. C'est aussi à ce moment que nous observons la mise en place de vastes surfaces deltaïques régressives, liées à l'exondation du lac Obedjiwan. On observe aussi la mise en place de sédiments littoraux et sublittoraux. Ces sédiments sublittoraux ont été déposés il y a 8,1 ka cal. (tableau 4.2), à une altitude de 412 m, soit à environ 8 à 10 m sous le niveau maximal atteint par les eaux du lac Obedjiwan (figure 6.8). Cette altitude correspond à celle de l'exutoire Nord. Il apparaît donc que cet exutoire s'est déglacé vers 8.1 ka cal. Les eaux se sont par la suite drainées progressivement vers le sud via la rivière Saint-Maurice, suivant le relèvement isostatique. La stabilisation du plan d'eau a lieu lorsque que la configuration des lacs pré-réservoir Gouin est atteinte (figure 1.5).



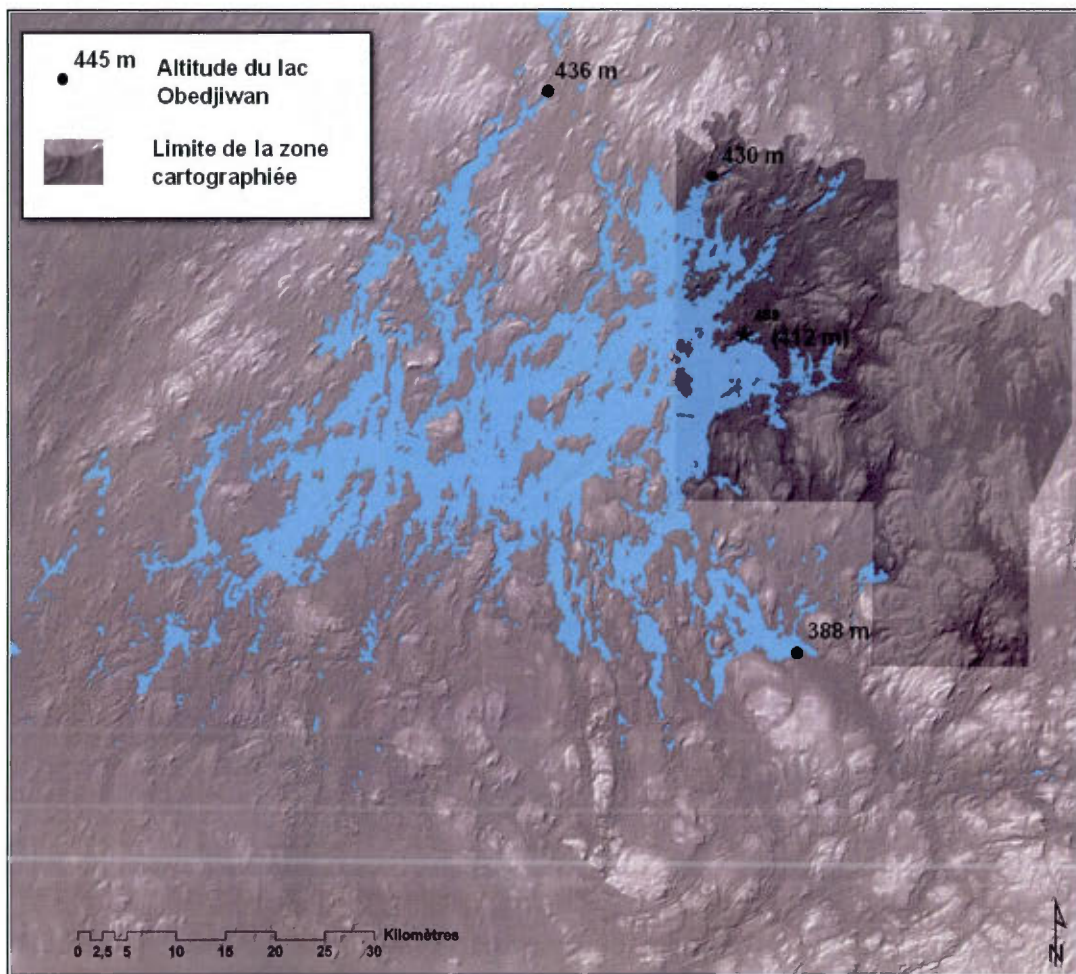


Figure 6.8 Lac glaciaire Obedjiwan à 8,1 ka cal (datation IRSL, arrêt 4S9; tableau 4.2).

### 6.3 La période post-glaciaire

L'incision des dépôts glaciaires et post-glaciaires du secteur a été causée par le passage des cours d'eau actuel. Les rivières et ruisseaux se sont ainsi encaissés dans les dépôts meubles sous l'effet du relèvement isostatique. Suite à la déglaciation, l'absence de végétation a permis aux vents dominants de créer des dunes, alimentées entre autre à partir des plaines deltaïques et des littoraux glaciolacustres. On retrouve ces formes éoliennes au centre du secteur d'étude, principalement sur la plaine surmontant la rive est du lac Magnan où elles témoignent de vents adiabatiques en provenance du nord-ouest. Des dunes semblables et orientées dans la même direction ont aussi été observées par Caron (2007) dans le secteur de Mont-Laurier, au sud-ouest du terrain d'étude. Les dunes se sont par la suite stabilisées par l'arrivée de la végétation, arrêtant ainsi la migration des sédiments par le vent.

Alors que le front de glace s'est retiré de la région d'étude, la flore qui s'y installe à partir de 9 ka BP (10,2 ka cal) est principalement formée d'une forêt de toundra, c'est-à-dire une zone de transition entre la toundra arbustive et la forêt boréale (Dyke, 2005). La diversité végétale consiste alors principalement en une couverture végétale herbacée et arbustive, accompagnée d'épinettes et de mélèzes en colonie éparse (Richard, 1985). Par la suite, le portrait de la flore local évolue progressivement en forêt boréale, définie par son couvert forestier continu dominé par l'épinette, le pin gris le mélèze et le sapin baumier, parsemé de trembles, de bouleaux et de peupliers (Dyke, 2005).

Finalement, l'accumulation de matière organique dans les dépressions d'origines glaciaire ou structurale a permis la formation de tourbières. On note en effet la présence de nombreuses tourbières réparties sur l'ensemble du terrain d'étude; les plus vastes complexes étant concentrés dans les secteurs où gisent des dépôts glaciolacustres deltaïques.

## CONCLUSION

La cartographie quaternaire de la région nord-est du réservoir Gouin a permis d'accroître les connaissances scientifiques de cette portion méconnue du territoire québécois. En effet, cet ouvrage est en quelque sorte le premier à porter exclusivement sur le Quaternaire de la région. La cartographie s'est articulée autour de l'utilisation d'un modèle numérique de terrain (MNT) créé à partir de données LiDAR. L'utilisation du LiDAR pour la création d'un MNT permet d'obtenir un très haut niveau de précision avec une résolution de moins de 1 m/pixel. Le traitement des données LiDAR permet de présenter le territoire sans le couvert végétal. On obtient alors un MNT présentant les reliefs normalement cachés sous la canopée; il s'agit d'un avantage majeur pour un territoire à forte densité forestière comme l'est le secteur boréal du Bouclier canadien. De plus, la précision du modèle permet l'obtention de mesures altitudinales dont l'exactitude varie entre 5 et 25 cm. Les formes géomorphologiques parfois impossibles à identifier sur photographie aérienne traditionnelle ou difficiles d'accès sur le terrain peuvent alors être analysées et mesurées à partir du MNT. Une limitation concerne l'identification des sédiments organiques où il est parfois difficile de délimiter les zones où les tourbières sont moins développées.

La compilation des macroformes d'érosion et d'accumulation glaciaire identifiées sur le MNT LiDAR tels que les drumlins rocheux, les drumlinoïdes et les *crag-and-tails*, en plus des formes d'érosion analysées sur le terrain tels que les roches moutonnées et l'ensemble des microformes d'érosion nous ont permis de définir un écoulement glaciaire majeur où les glaces s'écoulaient vers le 180° dans la partie est et vers le 200° dans la portion ouest. L'orientation des formes profilées retrouvées sur les surfaces de till en couverture continue permet aussi d'étayer la présence généralisée de cet écoulement glaciaire associée à la période pléni-glaciaire. La présence de galets en provenance de la région du lac Mistassini permet aussi de corroborer ce mouvement. L'analyse des microformes, notamment les recoupements de stries, ont permis de déterminer l'existence d'un écoulement glaciaire ancien, antérieur à ce mouvement principal, mais également d'âge wisconsinien, orienté vers le SSE.

L'Inlandsis laurentidien a entamé son retrait vers 18 ka BP. La marge glaciaire atteint le sud de la région cartographié à partir de 10.2 ka BP (Dyke *et al.*, 2003). La fonte de l'inlandsis a notamment permis la mise en place des dépôts fluvioglaciaires. On note la présence de longs trains d'eskers, de plusieurs deltas-kames, de centaines de crêtes morainiques et de chenaux juxtaglaciaires. Toutes ces formes attestent des nombreuses pauses lors du recul de la marge glaciaire. On estime le taux de recul du front de glace à environ 75 m/an dans la portion est du territoire cartographié. L'orientation des formes juxtaglaciaires nous suggère un recul plus rapide de la marge dans le secteur plus à l'ouest de la région. L'utilisation des eskers, moraines, deltas juxtaglaciaires et des chenaux de fonte a permis de définir des positions précises de la marge glaciaire lors de son recul.

L'interprétation du MNT LiDAR et la validation lors de la campagne de terrain ont permis de définir l'existence de plusieurs lacs glaciaires majeurs dans le secteur, dont le lac Obedjiwan qui a recouvert plus de 1800 km<sup>2</sup> sur les terres situées au centre et au nord du réservoir Gouin. Les nombreuses surfaces deltaïques et les limites de délavage dans le till ont permis d'estimer la superficie totale du lac et de calculer son gauchissement. La modélisation d'un MNT incluant la bathymétrie de l'actuel réservoir Gouin a permis de comprendre que la dynamique de retenue des eaux du lac était principalement le relèvement glacio-isostatique différentiel. Ce modèle numérique a aussi permis de démontrer l'extension méridionale du lac Obedjiwan, en plus d'en calculer la superficie totale gauchie et d'en présenter les exutoires. Le principal exutoire a permis la vidange du lac par le nord, via la vallée localisée à l'ouest du lac Baptiste. La vidange des eaux par cet exutoire a toutefois été de courte durée, soit le temps d'abaisser le lac d'environ 8 à 10 m, après quoi l'écoulement a dû progressivement se faire vers le sud en empruntant la rivière Saint-Maurice. Un littoral sur les rives du lac Magnan du réservoir Gouin est associé à cet exutoire et est daté à 8,1ka cal. par IRSL.

Une partie de l'analyse des lacs glaciaires et de leur histoire repose sur des calculs basés à partir de modèles numériques de terrain. Bien que les mesures prises pour l'élaboration de ces modèles soient très précises grâce au LiDAR, certaines interpolations créées pour travailler à l'échelle de toute la région peuvent générer des erreurs. Ainsi, le modèle numérique de terrain réalisé à partir des données du BNDT pour les sections non couvertes par le LiDAR présente

des marges d'erreurs beaucoup plus grandes par rapport aux altitudes et pentes réelles du reliefs, affectant ainsi l'exactitude de la superficie du lac glaciaire et de ces exutoires. On observe une distorsion semblable dans le calcul du gauchissement de l'ensemble du territoire du réservoir Gouin. Le gauchissement appliqué à la région entière est construit à partir de l'interpolation du calcul sur la section couverte par le LiDAR. On multiplie alors la déformation par rapport à la réalité en appliquant ce calcul de gauchissement à un MNT, lui-même basé sur des données imprécises. Un autre élément problématique dans la fidélité du MNT régional est la création du modèle bathymétrique. Une carte bathymétrique est composée d'une série d'interpolations comportant une marge d'erreur importante. La reproduction de la carte bathymétrique induit son lot d'erreurs, ajoutant à l'imprécision du modèle. Finalement, l'accès à des machines plus puissantes aurait permis de calculer des MNT à mailles plus petites, précisant les modélisations du lac Obedjiwan.

La découverte d'un lac glaciaire de grande étendue, sa modélisation et sa relation avec le lac Ojibway sont des éléments nouveaux pour l'histoire glaciaire et post-glaciaire du sud du Bouclier canadien.

APPENDICE A

GÉOLOGIE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES DU SECTEUR NORD-EST DU  
RÉSERVOIR GOUIN, QUÉBEC

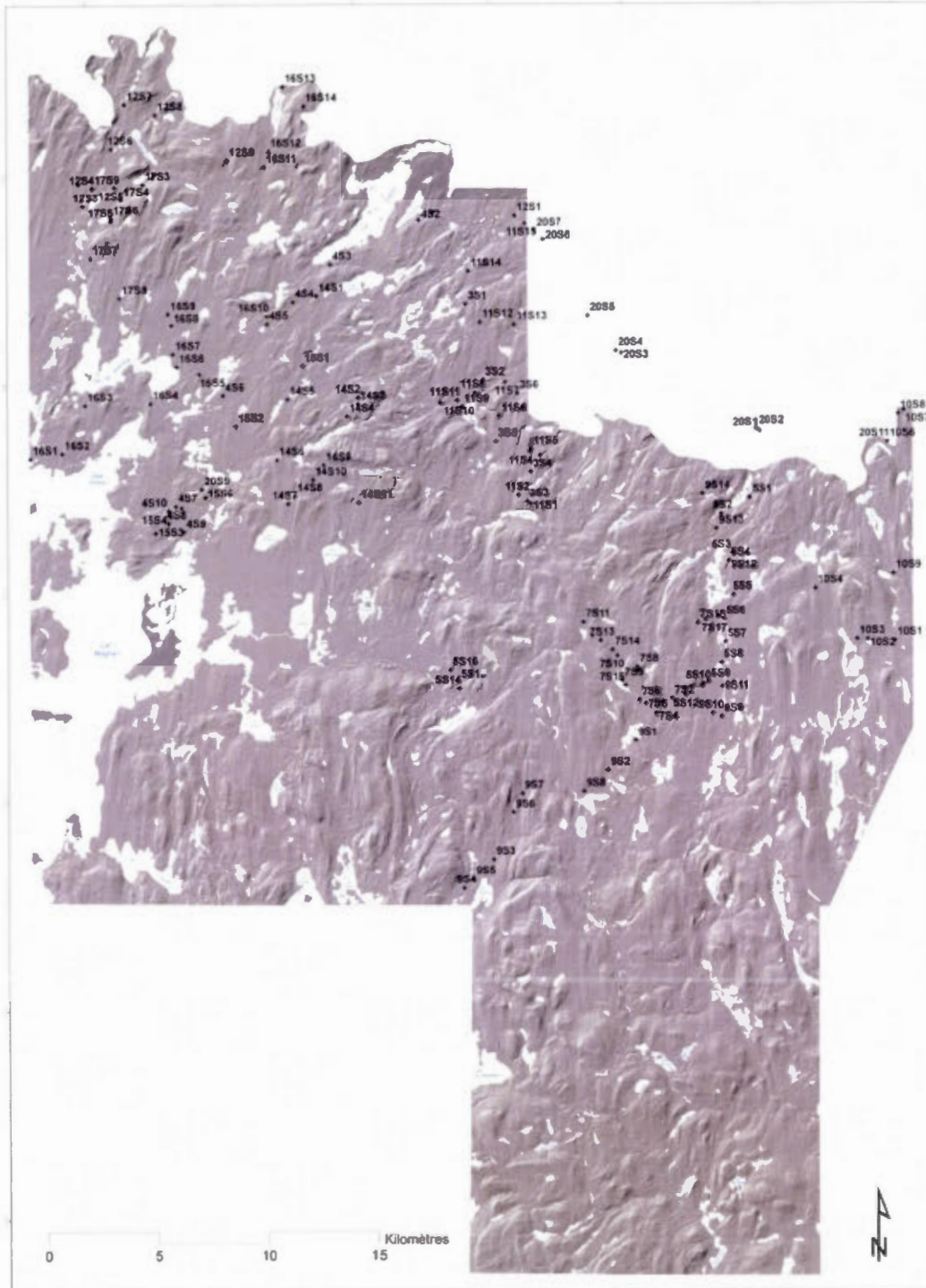


## APPENDICE B

LOCALISATION DES ARRÊTS VISITÉS ET CITÉS DANS LE MÉMOIRE



Appendice B



APPENDICE C

RÉSULTATS DES COMPTAGES PÉTROLOGIQUES DES TILLS

## Appendice C

Traceur/Arrêt	4S-1
Grès	0,5%
Tillite	0,4%
Dolomie	0,4%
Varvite	0,0%
Nombre de clastes	1000

Traceur/Arrêt	4S-4
Grès	0,4%
Tillite	0,5%
Dolomie	0,4%
Varvite	0,5%
Nombre de clastes	1079

Traceur/Arrêt	4S-10
Grès	0,9%
Tillite	0,1%
Dolomie	0,1%
Varvite	0,1%
Nombre de clastes	1000

Traceur/Arrêt	7S-15
Grès	0,4%
Tillite	0,1%
Dolomie	1,1%
Varvite	0,1%
Nombre de clastes	1080

Traceur/Arrêt	9S-6
Grès	0,1%
Tillite	0,0%
Dolomie	0,2%
Varvite	0,0%
Nombre de clastes	1000

Traceur/Arrêt	10S-3
Grès	0,3%
Tillite	0,1%
Dolomie	0,2%
Varvite	0,0%
Nombre de clastes	1019

Traceur/Arrêt	10S-6
Grès	0,4%
Tillite	0,3%
Dolomie	0,1%
Varvite	0,1%
Nombre de clastes	1011

Traceur/Arrêt	11S-2
Grès	0,2%
Tillite	0,1%
Dolomie	0,1%
Varvite	0,0%
Nombre de clastes	1009

Traceur/Arrêt	12S-2
Grès	1,1%
Tillite	0,2%
Dolomie	0,4%
Varvite	0,0%
Nombre de clastes	1004

Traceur/Arrêt	14S-4
Grès	0,1%
Tillite	0,5%
Dolomie	0,0%
Varvite	0,0%
Nombre de clastes	1000

Traceur/Arrêt	14S-8
Grès	0,5%
Tillite	0,0%
Dolomie	0,2%
Varvite	0,0%
Nombre de clastes	1036

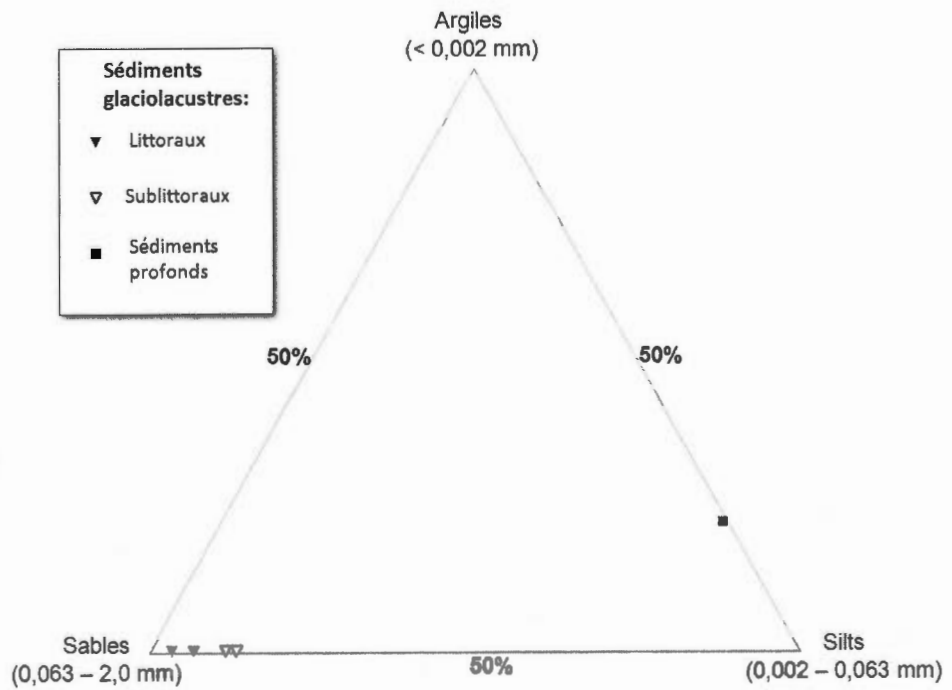
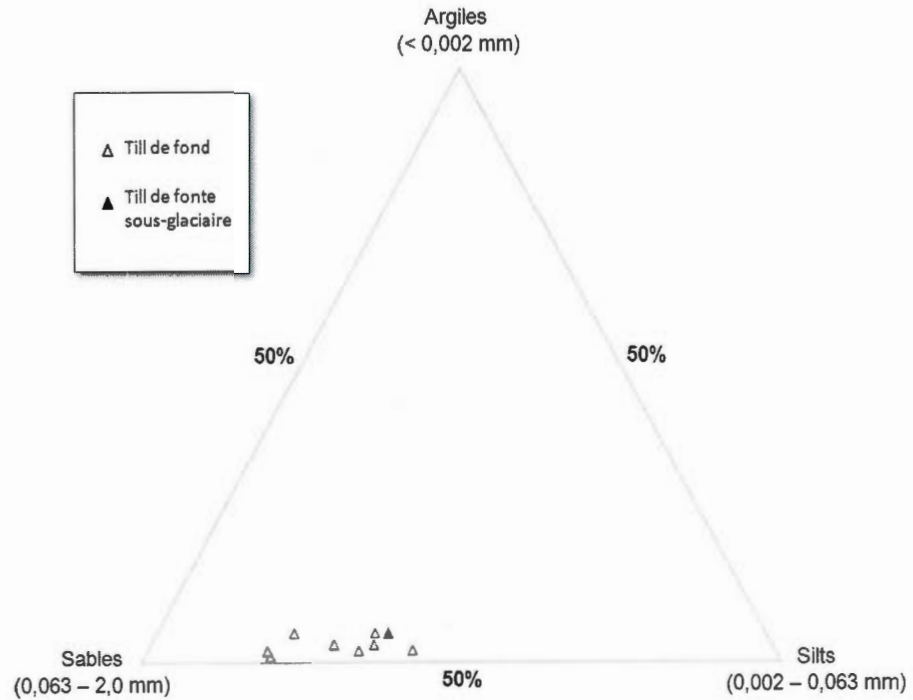
Traceur/Arrêt	16S-4
Grès	0,8%
Tillite	0,0%
Dolomie	0,0%
Varvite	0,0%
Nombre de clastes	1000

Traceur/Arrêt	16S-12
Grès	0,3%
Tillite	0,1%
Dolomie	0,4%
Varvite	0,0%
Nombre de clastes	1007

APPENDICE D

COMPOSITION GRANULOMÉTRIQUE DE LA MATRICE DES TILLS ET SÉDIMENTS  
GLACIOLACUSTRES ÉCHANTILLONNÉS

## Appendice D



## BIBLIOGRAPHIE

- Ackermann, F. 1999. «Airborne laser scanning—present status and future expectations». *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, vol. 54, no 2-3, p. 64-67.
- Andrews, J. T. 1982. «On the reconstruction of the Pleistocene ice sheets: a review». *Quaternary Science Reviews*, vol. 1, p. 1-30.
- Ashley, G. M. 2002. Glaciolacustrine environnements, in *Modern and past glacial environment (revised student edition)* sous la direction de John Menzies, Éditions Butterworth/Heinmann, Oxford, p.335-361.
- Aylsworth, J. M. and Shilts, W. W. 1989. Glacial features around the Keewatin ice divide: districts of Mackenzie and Keewatin. Geological survey of Canada, Paper 88-24.
- Baltsavias, E. P. 1999. «Airborne laser scanning: Basic relations and formulas». *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, vol. 54, no 2-3, p. 199-214.
- Bancroft, J. A. 1916. «Reconnaissance géologique le long du chemin de fer National Transcontinental entre Hervey Junction et Doucet, et le long du chemin de fer Nord Canadien depuis Sainte-Thècle jusqu'à la rivière à Pierre; Rapport sur les opérations minières dans la province de Québec durant l'année 1916». Ministère de la Colonisation, des Mines et des Pêcheries, Service des Mines, Québec.
- Bell, R. 1903. *Geological map of the basin of Nottaway River, northwestern Quebec*. Geological Survey of Canada. Échelle 1:633 600.
- Benn, D.I. et Evans, D.J.A. 2010. *Glaciers and glaciation, Second edition*. Londres, Hodder Education.
- Bhiry, N., Dionne, J.-C., Clet, M., Occhietti, S. & Rondot, J. (2001). « Stratigraphy of the Pleistocene units on land and below the St. Lawrence Estuary, and deglaciation pattern in Charlevoix ». Guidebook of the 64th Annual Reunion of the Friends of the Pleistocene, 124 pp.
- Bisson, L. 1987. « Géologie des dépôts quaternaires du canton de Scott, Chibougamau, Québec; avec application à la prospection minérale ». Mémoire de maîtrise en science de la Terre, Montréal, Université du Québec à Montréal, 183 pages.
- Blanchard, R. 1938. « Études canadiennes (deuxième partie): III, les Laurentides ». *Revue de Géographie alpine*, t. XXVI, fasc. 1, p.1-183.
- Bostok, H. S. et al. 1972. « Subdivisions physiographiques du Canada » in *Géologie et ressources minérales du Canada, Série de la géologie économique No 1, Partie A (chapitres I à VII)*, sous la direction de Douglas R. J. W., Commission Géologique du Canada. p.12-34.

Bouchard, M. A. 1989. « Subglacial landforms and deposits in central and northern Quebec, Canada, with emphasis on Rogen moraine ». *Sedimentary Geology*, Volume 62, p. 293-308.

Bouchard, M. A. et Martineau, G. 1984. « Les aspects régionaux de la dispersion glaciaire, Chibougamau, Québec », in *Chibougamau-Stratigraphy and mineralization; Special Volume*, Canadian Institute of mining and metallurgy. Volume 34, p. 431-440.

Bouchard, M. A. et Martineau, G. 1985. «Southeastward ice flow in central Quebec and its paleogeographic significance». *Canadian Journal of Earth Sciences*, Volume 22, p. 1536-1541.

Bouchard, S. 1980. « Mémoires d'un simple missionnaire, le père Joseph-Étienne Guinard, o.m.i », Ministère des Affaires culturelles, Québec.

Boulton, G. S. 1976. « The origin of glacially fluted surfaces – observations and theory », *Journal of Glaciology*, vol. 17, no. 76, p. 287-309.

Caron, O. 2007. « Le Quaternaire de la région de Mont-Laurier (Québec): cartographie, sédimentologie et paléogéographie ». Mémoire de maîtrise en Géographie, Montréal, Université du Québec à Montréal, 176 pages.

Charre, R. 1976. « Région du lac Lagacé ». Ministère des Richesses Naturelles du Québec, Rapport géologique 172.

Chiverrell, R. C., Thomas, G.S.P. et Foster, G.C. 2008. «Sediment–landform assemblages and digital elevation data: Testing an improved methodology for the assessment of sand and gravel aggregate resources in north-western Britain». *Engineering Geology*, vol. 99, p. 40-50.

Clark, J. A., Befus, M. B., Hooyer, T. S., Stewart, P. W., Shipman, T. D., Gregory, C. T. and Zylstra, D. J. 2008. « Numerical simulation of the paleohydrology of the glacial Lake Oshkosh, eastern Wisconsin, USA ». *Quaternary Research*, vol. 69, p. 117-129.

Clark, P.U. et Mix, A.C. 2000. «Ice sheets by volume». *Nature*, vol. 406, p. 689–690.

Coleman, A. P. 1909. « Lake Ojibway; last of the great glacial lakes ». Ontario Department of Mines, Rept. 18, p. 284-293.

Cowan, W. R. 1968. « Ribbed moraine: till-fabric analysis and origin ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 5, p.1145-1159.

Dadswell, M. 1974. Distribution, ecology and postglacial dispersal of certain crustaceans and fishes in eastern North America. National Museums of Canada, Publications Zoology, no 11, p. 110.

Dagenais, P. 1943. « Particularités morphologiques du relief glaciaire de la province de Québec ». *Bulletin de la Société de Géographie de Québec et de Montréal*, vol. II, no 2, p.17-21.

- Daigneault, R.-A. et Prichonnet, G. 1988. « Séquences varvaires du lac Barlow et moraine de Laverlochère : déglaciation tardive de la partie nord du lac Témiscamingue, Québec ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 42, no. 2, p. 107-120.
- Daigneault, R.-A. and Occhietti, S., 2006. «Les moraines du massif Algonquin, Ontario, au début du Dryas récent, et corrélation avec la Moraine de Saint-Narcisse». *Géographie physique et Quaternaire*, volume 60, p.103-118.
- De Corta, H. 1989. « Les dépôts quaternaires de la région Lac Rohault – Lac Boisvert (sud de Chibougamau); aspect de la dispersion glaciaire clastique ». Mémoire de maîtrise en science de la Terre, Montréal, Université du Québec à Montréal, 113 pages.
- Deland, A. N. et Grenier P.-E., 1959. « Région d'Hazeur-Druillettes, District électoral d'Abitibi-Est, Ministère des Mines du Québec, Service de la carte géologique. Rapport géologique RG-87.
- Denton, G. H. et Hugues, T. J. 1981. « The Last Great Ice Sheets ». New York, Éditions John Wiley and Sons, 484 pages.
- Dreimanis, A. 1962. «Quantitative gasometric determination of calcite and dolomite by using chittick apparatus». *Journal of sedimentary petrology*, Vol. 32, No. 3, p. 520-529.
- Dreimanis, 1976. «Tills: their origin and properties» in *Glacial till : an inter-disciplinary study*, sous la direction de R.F. Legget. The Royal Society of Canada, Special Publication no 12, p. 11-49.
- Duller, G. A. T. 2004. «Luminescence dating of Quaternary sediments: recent advances». *Journal of Quaternary Science*, vol. 19, no. 2, p. 183-192.
- Dunlop, P. et Clark, C. D. 2006. « The morphological characteristics of ribbed moraine ». *Quaternary Science Reviews*, vol. 25, p. 1668-1691.
- Dyke, S. S., Dredge, L. A. et Vincent, J.-S. 1982. « Configuration of the last Wisconsin maximum ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 36, p. 5-14.
- Dyke, A. S. et Prest, V. K., 1987. «Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 41, no 2, p. 237-263.
- Dyke, A. S. 1999. «Last Glacial Maximum and deglaciation of the Devon Island, arctic Canada: support for an Inuitian ice sheet». *Quaternary Science Reviews*, vol. 18, p. 393-420.
- Dyke, A. S., Andrews, J. T., Clark, P. U., England, J. H., Miller, G. H., Shaw, J. et Veillette, J. J. 2002. «The Laurentide and Inuitian ice sheets during the Last Glacial Maximum», *Quaternary Science Reviews*, vol. 21, p.9-31.
- Dyke, A. S., Moore, A., et Robertson, L. 2003. «Deglaciation of North America». Geological Survey of Canada, Open file 1574.



Dyke, A.S., 2004. «An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada» In: *Ehlers, J. et Gibbard, P.L., Quaternary Glaciations, Extent and Chronology, Part II: North America. Developments in Quaternary Science, vol. 2.* Éditions Elsevier, p. 373-424.

Dyke, A.S. 2005. «Late quaternary vegetation history of northern north america based on pollen, macrofossil, and faunal remains». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 59, no. 2-3, p. 211-262.

Elmi, S. et Babin, C. 2006. *Histoire de la Terre, 5<sup>e</sup> éd.* Paris, Dunod [1994].

Ermengen, S. V. 1957. « A Report on glacial geology and geochemical dispersion in the Chibougamau area, Quebec ». Ministère des Ressources Naturelles du Québec, DP-26.

Evans, D. J. A. et Benn, D. I. 2004. *A practical guide to the study of glacial sediments*, London, Arnold.

Faessler, C. 1935. « Source de la rivière Mégiscane » in *Rapport annuel du Service des Mines de Québec pour l'année 1935*. Ministère des Mines et des Pêcheries du Québec, Service des mines, Partie C, p. 31-43.

Faessler, C. 1936. « Région Suzor-Letondal, comté Laviolette, Saint-Maurice et Abitibi » in *Rapport annuel du Service des Mines de Québec pour l'année 1936*. Ministère des Mines et des Pêcheries du Québec, Service des mines, Partie B, p. 25-40.

Fisher, D.A., Reeth, N. et Langley, K. 1985. «Objective reconstructions of the late Wisconsinan Laurentide ice sheet and the significance of deformable beds». *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 39, no. 3, p. 229-238.

Fleury, M. 2008. « Paléogéographie quaternaire de la région de Saint-Michel-des-Saints: cartographie, stratigraphie et sédimentologie ». Mémoire de maîtrise en Géographie, Montréal, Université du Québec à Montréal, 154 pages.

Flint, R. F. 1971. *Glacial and Quaternary geology*. New York, John Wiley and Sons, Inc.

Fulton, R. J. et Prest, V. K. 1987. «The Laurentide ice sheet and its significance». *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 41, 181-186.

Gagnon, H. 1974. *La photo aérienne; son interprétation dans les études de l'environnement et de l'aménagement du territoire*. Montréal, Éditions HRW.

Gagnon, J. et Morelli, S. 1986. « Les dépôts quaternaires de Saint-Joseph-de-Mékinac! Saint-Roch-de-Mékinac, Québec ». Mémoire de maîtrise en science de l'environnement, rapport de recherche v. 55, Montréal, Université du Québec à Montréal, III pages.

Gilbert, J.-E. 1959. « Région de Rohault, Districts électoraux d'Abitibi-Est et de Roberval ». Ministère des Mines, Service de la carte géologique, Québec, Canada. Rapport géologique RG-86.

Gradstein, F. M., Ogg, J. G. et Smith, A. G. 2004. *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge, International Commission on Stratigraphy.

Harington, C. R. et Occhietti, S., 1988. «Inventaire systématique et paléocéologie des mammifères marins de la Mer de Champlain (fin du Wisconsinien) et de ses voies d'accès». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 42, no. 1, p. 45-64.

Hinke, J. J., et Wittkop, C. A., 2007. «Detailed surficial geologic mapping and terrain analysis of the Blue Hills Felsenmeer valley, Rusk County, Wisconsin» in *Geological Society of America: Abstracts with Programs*, vol. 39, no. 3, p. 1-6.

Hocq, M. 1994. « La Province de Grenville » in *Géologie du Québec*. Ministère des Ressources naturelles du Québec, Québec, Publications du Québec, p. 75-94.

Hodgson, M. E. et Bresnahan, P. 2004. «Accuracy of airborne LiDAR-derived elevation: empirical assessment and error budget». *Photogrammetric engineering & remote sensing*, vol. 70, no. 3, p. 331-339.

Huntley, D. J. et Lian, O. B. 1999. «Determining when a sediment was last exposed to sunlight by optical dating» in Lemmen, D.S. and Vance, R.E., eds., *Holocene Climate and Environmental Changes in the Palliser Triangle, Southern Canadian Prairies: Geological Survey of Canada Bulletin, in press*, Commission Géologique du Canada, p. 1-23.

Huntley, D. J. et Lamothe, M. 2001. «Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 38, p. 1093-1106.

Hutchinson, M. F. 1989. «A new procedure for gridding elevation and streamline data with automatic removal of spurious pits». *Journal of Hydrology*, vol. 106, p. 211-232.

Hutchinson, M. F. 1996. «A locally adaptive approach to the interpolation of digital elevation models» in Third International Conference/Workshop on Integrating GIS and Environmental Modeling, Santa Fe, Janvier 21-26, 1996. Santa Barbara, CA: National Center for Geographic Information and Analysis [En ligne]. ([http://www.ncgia.ucsb.edu/conf/SANTA\\_FE\\_CDROM/sf\\_papers/hutchinson\\_michael\\_dem/local.html](http://www.ncgia.ucsb.edu/conf/SANTA_FE_CDROM/sf_papers/hutchinson_michael_dem/local.html)). Page consultée le 10 octobre 2011.

Jansson, K. N., Kleman, J. and Marchant, D. R. 2002. « The succession of ice-flow patterns in north-central Québec-Labrador, Canada ». *Quaternary Science Reviews*, vol. 21, p. 503-523.

Jansson, K. N. 2003. « Early Holocene glacial lakes and ice marginal retreat pattern in Labrador/Ungava, Canada». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 193, p. 473-501.

Kincey, M. et Challis, K. 2010. «Monitoring fragile upland landscapes: The application of airborne lidar». *Journal for Nature Conservation*, vol. 18, p. 126-134.

Kleman, J., Hättstrand, C., Stroeven, A. P., Jansson, K. N., De Angelis, H. et Borgström, I. 2006. «Reconstruction of paleo-ice sheets—inversion of their glacial geomorphological record» In *Glacier science and environmental change*, sous la direction de Knight, P. G. par Blackwell Publishing, Part 3, p. 192-198.

Kraus, K. et Pfeifer, N. 1998. «Determination of terrain models in wooded areas with airborne laser scanner data». *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, vol. 53, no. 4, p. 193-203.

Kujansuu, R. 1990. « Glacial flow indicators in air photographs » in *Glacial indicator tracing*, sous la direction de Kujansuu R. et Saarnisto, M. du Geological Survey Finland. Éditions A. A. Balkema, p. 71-86.

Laboratoire de luminescence Lux (inédit). *Protocole de préparation des sédiments meubles en vue de datation par la luminescence optiquement stimulée*. GEOTOP, Université du Québec à Montréal, dirigé par Ph. D. Michel Lamothe.

Lamothe, M. 1996. « Datation par les méthodes de luminescence des feldspaths des milieux sédimentaires : le problème de la remise à zéro ». *Géographie Physique et Quaternaire*, volume 50, no. 3, p. 365-376.

Lan, H., Martin, D. C., Zhou, C. et Lim, C. H. 2010. «Rockfall hazard analysis using LiDAR and spatial modeling». *Geomorphology*, vol. 118, p. 213-223.

Landry, B. et Mercier, M. 1992. *Notions de géologie, 3<sup>e</sup> éd.* Outremont, Modulo [1983].

Laurin, A.-F. 1955. « Région de Ducharme-Bouteroue, Comtés d'Abitibi-Est et Roberval ». Ministère des Mines du Québec. Rapport préliminaire RP-310.

Laurin, A.-F. 1956a. « Région de Lorne-Avaugour, District électoral de Roberval ». Ministère des Mines du Québec. Rapport préliminaire RP-329.

Laurin, A.-F. 1956b. « Région de Mignault-Aigremont, Comté de Roberval ». Ministère des Mines du Québec. Rapport préliminaire RP-317.

Laurin, A.-F. 1965. « Le bassin du réservoir Gouin; Comtés d'Abitibi-Est et de Laviolette ». Ministère des Richesses Naturelles du Québec, Rapport géologique 130.

Laverdière, C. 1959. « Okélanéo : Village du Haut Saint-Maurice », *Cahiers de Géographie du Québec*, Volume 3, No. 6, p. 223-235.

Laverdière, C. 1971. « Notes sur quelques indicateurs glaciaires de la région de Chibougamau, Québec », *Géographie physique et Quaternaire*, Volume XXV, no 1, p. 77-83.

Laverdière, C. et Guimont, P. 1980. « Terminologie illustrée des formes mineures d'érosion glaciaire ». *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. XXXIV, no. 3, p. 363-377.

Leverington, D. W., Teller, J. T. et Mann, J. D. 2002. « A GIS method for reconstruction of the late Quaternary landscapes from isobase data and modern topography ». *Computers and Geosciences*, Volume 28, p. 631-639.

Low, A. P. 1896. *Map of Lake Mistassini with geological boundaries*. Geological and natural history survey of Canada, Échelle 1: 516 000.

Low, A. P. 1906. *Geological map of the Chibougamau region, Quebec*. Geological Survey of Canada, Échelle 1: 258 000.

Lundqvist, J. 1989. « Rogen (ribbed) moraine - identification and possible origin ». *Sedimentary Geology*, vol. 62, p. 281-292.

Mallet, C. et Bretar, F. 2009. « Full-waveform topographic lidar: State-of-the-art ». *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, vol. 64, 1-16.

Mark, D. A. 1974. « On the Interpretation of Till Fabrics ». *Geology*, vol. 2, p. 101-104.

Martineau, G. 1984. « Géologie du Quaternaire de la région de Chibougamau ». Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Rapport intérimaire ET 83-20.

Martineau, G. et Lapointe, C. 2004. « Répertoire des publications traitant de cartographie des dépôts quaternaires au Québec ». Ministère des ressources naturelles, de la faune et des parcs. Géologie Québec, Québec.

Mawdsley, J. B. et Norman, G. W. H. (1935). « Chibougamau Sheet, Abitibi Territory, Quebec ». Department of mines, Bureau of economic geology, Geological Survey Canada, Map 304a, 1:63 360.

Menzies, J. et Shilts, W. W., 2002. Subglacial environment, in *Modern and past glacial environment (revised student edition)* sous la direction de John Menzies, Éditions Butterworth/Heinmann, Oxford, p.183-278.

Milner, R. L. 1943. « Région du lac Barry, Comté d'Abitibi et Territoire d'Abitibi ». Ministère des mines, Division des gîtes minéraux, Québec, Canada, Rapport géologique RG-14.

Ministère des affaires indiennes et du Nord Canada, 2010. « Autochtones au Québec », [En ligne]. <http://www.ainc-inac.gc.ca/index-fra.asp>, page consultée le 12 mai 2010.

Ministère Affaires municipales, Régions et Occupation du territoire du Québec, 2010. « Répertoire des municipalités du Québec », [En ligne]. <http://www.mamrot.gouv.qc.ca/>, page 2010 consultée le 14 mai 2010.

Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs, 2010. « Centre d'expertise hydrique », [En ligne]. <http://www.cehq.gouv.qc.ca/index.asp>, page consultée : 4 février 2010.

- Ministère des Ressources naturelles du Québec, 1994a. *Carte des dépôts de surface de la région du Lac Déziel, Québec (32B09)*. Service de l'inventaire forestier.
- Ministère des Ressources naturelles du Québec 1994b. *Carte des dépôts de surface de la région du Barrage Gouin, Québec (32B08)*. Service de l'inventaire forestier.
- Ministère des Ressources naturelles du Québec 1995a. *Carte des dépôts de surface de la région du Lac Duchet, Québec (32B10)*. Service de l'inventaire forestier.
- Ministère des Ressources naturelles du Québec 1995b. *Carte des dépôts de surface de la région du Lac Baptiste, Québec (32B15)*. Service de l'inventaire forestier.
- Ministère des Ressources naturelles du Québec 1995c. *Carte des dépôts de surface de la région du Lac Dubois, Québec (32B16)*. Service de l'inventaire forestier.
- Nadeau, S. 2011. « Estimation de la ressource granulaire et du potentiel aquifère des eskers de l'Abitibi-Témiscamingue et du sud de la Baie-James ». Mémoire de maîtrise en Géographie, Montréal, Université du Québec à Montréal, 161 pages.
- Nilsson, M. 1996. «Estimation of tree heights and stand volume using an airborne lidar system». *Remote Sensing of Environment*, Volume 56, Issue 1, April 1996, Pages 1-7.
- Norman, G.W.H. 1938. «The last Pleistocene ice-front in Chibougamau district, Quebec». *Royal Soc. Can. Trans.*, Section IV, pp. 69-86.
- Occhietti, S. 1980. « Le Quaternaire de la région de Trois-Rivières-Shawinigan, Québec. Contribution à la paléogéographie de la vallée moyenne du Saint-Laurent et corrélations stratigraphiques ». Université du Québec, *Paléo-Québec*, vol. 10, 227 pages.
- Occhietti, S., Govare, É., Klassen, R., Parent, M., et Vincent, I.-S. 2004. «Late Wisconsinan-Early Holocene deglaciation of Québec-Labrador», In *Quaternary glaciations: extent and chronology*, sous la direction de I. Ehlers et P.L. Gibbard, Amsterdam: Elsevier, *Development in Quaternary science*, p. 243 - 273.
- Occhietti, S. 2007. «The Saint-Narcisse morainic complex and early younger Dryas events on the southeastern margin of the Laurentide ice sheet». *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 61, no. 2-3, p. 89-118.
- O'Sullivan, H. A.F. 1901. « Deuxième rapport sur l'étendue de pays située entre le Lac Saint-Jean et la Baie James; y compris la région du lac Mistassini et les vallées de la Grande Nottaway et de la rivière Rupert. Département de la colonisation et des mines du Québec.
- Pagé, P. 1999. *Les grandes glaciations*, 2<sup>e</sup> éd. Montréal, Guérin [1992].
- Paradis, S. J. 2003. *Géologie des formations superficielles, Lac Roy*. Municipalité de Baie-James, Québec. Commission géologique du Canada, Carte 2063A, Échelle 1/50 000.

- Paradis, S. J., 2004a. *Géologie des formations en surface, Lac Caopatina*. Municipalité de Baie-James, Québec. Commission géologique du Canada, Carte 1556, Échelle 1/100 000.
- Paradis, S. J., 2004b. *Géologie des formations en surface, Lac la Trêve*. Municipalité de Baie-James, Québec. Commission géologique du Canada, Carte 2061A, Échelle 1/100 000.
- Paradis, S. J., 2004c. *Géologie des formations en surface, Lac Chibougamau*. Municipalité de Chibougamau, Québec. Commission géologique du Canada, Carte 2062A, Échelle 1/100 000.
- Paradis, S. J., 2004b. *Géologie des formations en surface, Lac Father*. Municipalité de Baie-James, Québec. Commission géologique du Canada, Carte 2064A, Échelle 1/100 000.
- Paradis, S. J., 2010. *Géologie des formations superficielles, Chibougamau, Québec*. Commission géologique du Canada », Dossier public 6064, Échelle 1:250 000.
- Parent, M., Dubois, J.-M., Bail, P., Larocque, A. et Larocque, G., 1985. « Paléogéographie du Québec méridional entre 12500 et 8000 ans BP », *Recherches amérindiennes au Québec*, vol. 15, nos. 1-2, p. 17-37.
- Parent, M. et Occhietti, S. 1988. « Late Wisconsinan deglaciation and Champlain Sea invasion in the St. Lawrence valley, Québec ». *Géographie physique et Quaternaire*, volume 42, no. 3, p. 215 à 246.
- Pawley, S. et Atkinson, N. 2010. « Application of Airborne LiDAR Imagery for Surficial Geology Mapping in Densely Vegetated (Boreal Zone) Terrain, Lesser Slave Lake, Northern Alberta ». In *GeoCanada 2010: Working with the Earth/Terre d'avenir* (Calgary, Alberta, 10-14 Mai, 2010).
- Peralvo, M. et Maidment, D. 2004. « Influence of DEM interpolation methods in drainage analysis », Report GIS in Water Resources 2004, University of Texas, [En ligne]. <http://www.crwr.utexas.edu/gis/gishydro04/Introduction/TermProjects/Peralvo.pdf> . Page consultée le 10 octobre 2011.
- Prichonnet, G. 1977. « La déglaciation de la vallée du Saint-Laurent et l'invasion marine contemporaine ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 31, no 3-4, p. 323-345.
- Prichonnet, G., Martineau, G. & Bisson, L. 1984. « Les dépôts quaternaires de la région de Chibougamau, Québec ». *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 38, no 3, p. 287-304.
- Prichonnet, G. et Beaudry, L. M. 1990. « Évidences d'un écoulement glaciaire sud, antérieur à l'écoulement sud-ouest du Wisconsinien supérieur, région de Chapais, Québec » in *Recherche en cours Partie C*, Commission géologique du Canada, Étude 90-1C, p. 331-338.
- Rea, B. 2007. « Glacial landforms, erosional features; Micro to macro scale forms » in *Encyclopedia of Quaternary Science*, sous la direction de Elias, S. A., p. 853-864. London: Éditions Elsevier.

- Remick, J. H. 1970. « Géologie de la région de Bressani-Chambalon, Comté d'Abitibi-Est ». Ministère des Richesses Naturelles, Direction générale de mines, Service de l'exploration géologique. Rapport préliminaire RP-581.
- Remondo, J. et Oguchi, T. 2009. «GIS and SDA applications in geomorphology; Editorial». *Geomorphology*, vol. 111, p. 1-3.
- Richard, P. J. H. 1985. « Couvert végétal et paléoenvironnements du Québec entre 12000 et 8000 ans BP », *Recherches amérindiennes au Québec*, vol. 15, nos. 1-2, p. 39-56.
- Salcher, B. C., Hinsch, R. et Wageich, M. 2009. «High-resolution mapping of glacial landforms in the North Alpine Foreland, Austria». *Geomorphology*, vol. 122, no. 3-4, p. 283-293.
- Scott, J. S. 1976. «Geology of Canadian tills» in *Glacial till : an inter-disciplinary study*, sous la direction de R.F. Legget. The Royal Society of Canada, Special Publication no 12, p. 50-66.
- Shaw, J. 1983. « Forms associated with boulders in melt-out till » in *Tills and related deposits: genesis/petrology/application/stratigraphy* sous la direction de Evenson, E. B, Schlüchter, Ch et Rabassa, J., A.A. Balkema/Rotterdam/1983, p. 3-12.
- Simard, J., Occhietti, S. et Robert, F. 2003. « Retrait de l'inlandsis sur les Laurentides au début de l'Holocène : transect de 600 km entre le Saint-Maurice et le Témiscamingue (Québec) ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 57, nos 2-3, p.189-204.
- Smith, M. J., Rose, J. et Booth, S. 2006. «Geomorphological mapping of glacial landforms from remotely sensed data: An evaluation of the principal data sources and an assessment of their quality». *Geomorphology*, vol. 76, p. 148-165.
- St-Onge, B. 2005. « L'altimétrie laser à balayage ». *Revue internationale de Géomatique*, vol. 14, p. 531-558.
- St-Onge, B., Treitz, P. et Wulder, M.A. 2003. «Tree and canopy height estimation with scanning lidar» in: *Remote Sensing of Forest Environments: Concepts and Case Studies* sous la direction de Wulder, M.A. & Franklin, S.E. Kluwer Academic Publishers, Boston, pp. 489-509.
- Stockwell, C. H. et al. 1972. « Géologie du Bouclier canadien » in *Géologie et ressources minérales du Canada, Série de la géologie économique No 1, Partie A (chapitres I à VII)*, sous la direction de Douglas R. J. W., Commission Géologique du Canada. p.50-165.
- Suárez, J. C., Ontiveros, C., Smith S. et Stewart S. 2005. «Use of airborne LiDAR and aerial photography in the estimation of individual tree heights in forestry». *Computers & Geosciences*, Volume 31, Issue 2, March 2005, p. 253-262.
- Sugden, D. E. et John, B. S. 1976. *Glaciers and landscape*. London, Edward Arnold.

TrakMaps. *Cartes bathymétriques du Réservoir Gouin – Section Est et Ouest*. Municipalité de la Tuque, Québec. 2 cartes, Échelle 1/50 000.

Veillette, J. J. 1983. « Déglaciation de la vallée supérieure de l'Outaouais, le lac Barlow et le sud du lac Ojibway, Québec ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 37, no. 1, p. 67-84.

Veillette, J. J. 1988. « Déglaciation et évolution de lacs proglaciaires post-Algonquin et Barlow au Témiscamingue, Québec et Ontario ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 42, no. 1, p.7-31.

Veillette, J. J. et Pomares, J.-S. 1991. « Older ice flows in the Matagami-Chapais area, Quebec » in *Current Research, Part C*, Geological survey of Canada, Paper 91-1C, p. 143-148.

Veillette, J. J. 1994. « Evolution and paleohydrology of glacial Lakes Barlow and Ojibway ». *Quaternary Science Reviews*, Vol. 13, Issues 9-10, p. 945-971.

Veillette, J. J. 1996. Géomorphologie et géologie du Quaternaire du Témiscamingue, Québec et Ontario. Commission géologique du Canada, Bulletin 476, 269 pages.

Veillette, J. J., Dyke, A. S. et 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*, Vol. 18, Issues 8-9, p. 993-1019.

Veillette, J. J. 2004. « Ice flow chronology and palimpsest, long-distance dispersal of indicator clasts, north of the St. Lawrence river valley, Quebec ». *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 58, nos 2-3, p. 187-216. Vianello, A., Cavalli, M. et Tarolli, P. 2009. « LiDAR-derived slopes for headwater channel network analysis ». *Catena*, vol. 76, p. 97-106.

Vincent, J.S. 1989. « Le Quaternaire du sud-est du Bouclier canadien » in *Le Quaternaire du Canada et du Groenland*, Géologie du Canada no 1, Commission Géologique du Canada, p. 266-295.

Vincent, J.-S. et Hardy, L. 1977. « L'évolution et l'extension des lacs glaciaires Barlow et Ojibway en territoire québécois ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 31 nos 3-4, p. 357-372.

Vincent, J.-S. et Hardy, L. 1979. « The evolution of glacial lakes Barlow and Ojibway, Quebec and Ontario ». Commission géologique du Canada, Ottawa, Bulletin 316, 18 p.

Webster, T. L., Murphy, J. B., Gosse, J. C. et Spooner, I. 2006. « The application of lidar-derived digital elevation model analysis to geological mapping: an example from the Fundy Basin, Nova Scotia, Canada ». *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 32, no. 2, p. 173-193.

Wehr, A. et Lohr, U. 1999. « Airborne laser scanning an introduction and overview ». *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, vol. 54, no 2-3, p. 68-82.



Wilson, J. T. 1938. « Glacial geology of part of Northwestern Quebec ». Transactions of the Royal Society of Canada, Part. IV, p. 49-59.

Wilson, M. E. 1918. « Timiskaming County, Québec ». Geological Survey of Canada, Ottawa. Memoire 103, 197 p.

Wilson, W.J. 1910. « Reconnaissance géologique le long du chemin de fer Transcontinental National, dans l'Ouest du Québec ». Commission géologique du Canada, Mémoire No. 4.