

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

PALÉOGÉOGRAPHIE QUATERNAIRE DE LA RÉGION DU MONT MÉGANTIC

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR

ANTOINE MORIN

DÉCEMBRE 2023

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.04-2020). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier Robert-André Daigneault d'avoir accepté la direction de cette recherche et de m'avoir accordé son soutien tout au long de la réalisation de ce mémoire, de par ses judicieux commentaires et son expérience d'encadrement. Je remercie aussi Olivier Caron d'avoir accepté la co-direction de cette recherche en plus d'avoir agi comme ressource indispensable grâce à ses connaissances approfondies des Appalaches et des systèmes d'information géographique. Ce mémoire n'aurait également pas pu être possible sans la précieuse contribution de Mélina Dubois-Verret, autant au niveau administratif et logistique, avec le Parc national du Mont-Mégantic, que par son enthousiasme et ses puissants coups de pelle, pour lesquelles je la remercie infiniment. J'offre aussi toute ma reconnaissance à Alexis Robitaille, avec qui j'ai pu découvrir les joies, les peines et les aléas loufoques du travail de terrain et de qui j'ai eu la chance d'obtenir un soutien immense tout au long de ma recherche. De plus, je m'en voudrais de ne pas saluer la contribution sporadique, mais ô combien cruciale de Charlotte Stancu, Jade Cloutier et Éliane Lalonde, qui m'ont assisté lors des campagnes de terrain. Votre grande passion pour la science vous mènera loin. Dans la même veine, je remercie aussi Hans Asnong, pour son aide technique en laboratoire, Miguel St-Denis pour ses connaissances géologiques, Marianne Pelletier pour ses talents en graphisme ainsi que Mourad Djaballah, Bertrand Touchette et Sylvie Trudeau du Département de géographie de l'UQÀM pour leur dévouement et leur écoute.

Je ne peux poursuivre sans souligner l'indéfectible soutien moral, matériel et financier de mes parents et de mes grands-parents depuis la maternelle. Mon parcours n'aurait jamais été possible sans vous et je ne pourrai jamais suffisamment vous remercier de m'avoir accordé ce privilège. Je profite de ces dernières lignes pour aussi saluer chaque professeur-e avec qui j'ai eu la chance d'échanger pendant mon passage à l'UQÀM et dont je garderai de précieux enseignements. Je salue aussi mes ami-e-s en or qui m'ont soutenu pendant ma rédaction, en plus des cohortes 2016 et 2017 du baccalauréat en géographie, avec qui j'ai vécu des moments inoubliables.

Pour conclure, un merci tout spécial à mes fidèles ami-e-s Miguel et Gabrielle; j'ai hâte à nos projets et de vivre la suite avec vous... et un pas-merci à mon amoureuse Marianne, que j'adore!

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	ii
TABLE DES MATIÈRES	iii
LISTE DES FIGURES.....	vi
LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES	x
LISTE DES SYMBOLES ET DES UNITÉS	xi
RÉSUMÉ.....	xii
INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE 1 CADRE SPATIO-TEMPOREL ET TRAVAUX ANTÉRIEURS	4
1.1 Localisation.....	4
1.2 Cadre géologique	6
1.2.1 La province géologique des Appalaches et ses membres associés	7
1.2.2 Le pluton de Scotstown.....	7
1.2.3 Le massif du mont Mégantic.....	8
1.3 Cadre physiographique	9
1.4 Cadre hydrographique	10
1.5 Travaux antérieurs	12
1.5.1 Géologie quaternaire et mouvements glaciaires	12
1.5.2 Reconstitution des lacs proglaciaires régionaux	26
CHAPITRE 2 MÉTHODOLOGIE	28
2.1 Photo-interprétation préliminaire.....	28
2.2 Campagnes de terrain	28
2.2.1 Première campagne d’observation sur le terrain.....	28
2.2.2 Seconde campagne d’observation sur le terrain.....	29
2.2.3 Troisième campagne d’observation sur le terrain	30
2.2.4 Techniques de terrain	30
2.3 Analyses en laboratoire.....	30
2.3.1 Comptages pétrographiques	30
2.3.2 Analyse granulométrique	31
2.4 Compilation cartographique finale des unités lithostratigraphiques	31
2.5 Analyses géomorphologiques par systèmes d’information géographique	32
2.5.1 Application du taux de gauchissement de 0,9 m/km au MNT régional.....	32

2.5.2 Estimation de l'étendue des lacs glaciaires	34
CHAPITRE 3 CADRE LITHOSTRATIGRAPHIQUE RÉGIONAL	35
3.1 Le roc	35
3.2 Sédiments glaciaires	36
3.2.1 Texture	37
3.2.2 Structure	42
3.2.3 Formes associées	44
3.3 Sédiments fluvioglaciaires	45
3.3.1 Sédiments juxtaglaciaires (Gx)	45
3.4 Sédiments glaciolacustres	50
3.4.1 Sédiments deltaïques et prodeltaïques (LGd)	50
3.5 Sédiments alluviaux	58
3.5.1 Alluvions actuelles (Ap)	58
3.6 Sédiments organiques	60
CHAPITRE 4 PALÉOGÉOGRAPHIE QUATERNAIRE DU MONT MÉGANTIC	62
4.1 La période antérieure à la glaciation Wisconsinienne	62
4.1.1 L'Illinoien (MIS 6) et le Sangamonien (MIS 5)	62
4.2 Le Wisconsinien inférieur (MIS 4) et moyen (MIS 3)	63
4.3 Le Wisconsinien supérieur (MIS 2)	65
4.3.1 La période glaciaire	66
4.4 La déglaciation	72
4.4.1 Approche par bassin-versant	78
4.4.2 Déglaciation du haut bassin-versant de la rivière Chaudière	79
4.4.3 Déglaciation du haut bassin-versant de la rivière au Saumon	83
4.4.4 Déglaciation du massif du mont Mégantic	89
4.4.5 Patron général de la déglaciation régionale	92
4.5 La période post-glaciaire holocène (MIS 1)	93
4.5.1 Formation des dépôts alluviaux	94
4.5.2 Formation des milieux humides	94
4.5.3 Formation des dépôts de versants	94
CONCLUSION	95
ANNEXE A CARTOGRAPHIE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES DE LA RÉGION DU MONT MÉGANTIC (21E06NE ET ENVIRONS)	98
ANNEXE B PROTOCOLE DE PRÉPARATIONS ET DE MANIPULATIONS MISES EN ŒUVRE POUR LA RÉALISATION DES ANALYSES GRANULOMÉTRIQUES	100

BIBLIOGRAPHIE 104

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 Localisation du territoire étudié.....	5
Figure 1.2 Géologie du substrat rocheux, modifiée de Tremblay <i>et al.</i> (2015)	6
Figure 1.3 Modèle d'altitude et régions physiographiques.....	10
Figure 1.4 Hydrographie de la région du mont Mégantic; la ligne pointillée indique la limite entre le bassin-versant de la rivière Saint-François (à l'ouest) et celui de la rivière Chaudière (à l'est).....	12
Figure 1.5 Corrélations lithostratigraphiques proposées par McDonald (1967).....	15
Figure 1.6 Étendue de la phase Sherbrooke du lac glaciaire Memphrémagog et relèvement isostatique suivant un taux de 72 cm/km (McDonald, 1968).....	16
Figure 1.7 Les deux hypothèses de cadre stratigraphique pour les basses-terres du Saint-Laurent et les Appalaches, telles que décrites et schématisées dans Lamothe, Parent et Shilts (1992)	23
Figure 1.8 Cadre lithostratigraphique révisé des Appalaches du sud du Québec, incluant les dates obtenues pour chacune des unités observées (Caron, 2012)	25
Figure 1.9 Chronologie des lacs proglaciaires du Sud du Haut Saint-François, selon Larocque (1999)	27
Figure 2.1 Localisation des sites d'observation visités lors des travaux de terrain de l'été 2020..	29
Figure 3.1 Gabbro altéré sous forme de boules, le long du ruisseau de la Montagne, à l'intérieur du massif du mont Mégantic	36
Figure 3.2 Granulométrie des tills de fond observés aux sites étudiés	38
Figure 3.3 Localisation des coupes de till utilisées pour la caractérisation des dépôts glaciaires régionaux.....	39
Figure 3.4 Till de fond à matrice principalement silteuse, à l'ESE du massif du mont Mégantic (site T1).....	39
Figure 3.5 Till de fond à matrice silto-argileuse dominante, le long du ruisseau de la Montagne, secteur de Franceville (bas de la coupe - site T2)	40
Figure 3.6 Composition lithologique du till échantillonné dans le bas de la coupe du site T2.....	40
Figure 3.7 Till de fond à matrice silto-argileuse dominante, le long du ruisseau de la Montagne, secteur de Franceville (haut de la coupe - site T2).....	41

Figure 3.8 Composition lithologique du till échantillonné dans le haut de la coupe du site T2	41
Figure 3.9 Till de fond à matrice argilo-silteuse recouvert par un till d'ablation, le long du ruisseau de la Montagne, nord-ouest du massif du mont Mégantic (T3).....	42
Figure 3.10 Coupe de till du site T2 et orientations préférentielles des clastes	43
Figure 3.11 Orientation des traînées morainiques derrière abris rocheux observées dans la région du mont Mégantic.....	44
Figure 3.12 Répartition spatiale des traînées morainiques derrière un abri rocheux observées dans la région du mont Mégantic	45
Figure 3.13 Répartition spatiale des segments d'esker (traits oranges) dans la région du mont Mégantic.....	46
Figure 3.14 Localisation du site JG1 et des autres segments d'esker environnants.....	47
Figure 3.15 Coupe dans un esker situé à l'ENE du massif du mont Mégantic, près de la route Chesham, à 1,7 kilomètre au sud du Val-Racine (site JG1).....	47
Figure 3.16 Blocs de tailles submétriques observés dans la partie sommitale de la coupe de l'esker présenté en 3.12 (site JG1)	48
Figure 3.17 Localisation de la moraine mineure observée au nord-ouest du massif du mont Mégantic, dans le secteur Franceville	49
Figure 3.18 Crête morainique (localisée en 3.15) sous un dense couvert forestier sur laquelle repose un bloc de syénite ; nord-ouest du massif du mont Mégantic	49
Figure 3.19 Répartition spatiale des deltas de contact (en orange) et autres deltas glaciolacustres (en vert) observés dans la région du mont Mégantic	51
Figure 3.20 Stratifications obliques planes affectées par des failles dans la partie distale du delta de contact glaciaire situé à l'ONO du massif du mont Mégantic, près du chemin des Quatre Milles (site DC1).....	52
Figure 3.21 Localisation des deltas glaciolacustres des sites GL1 et GL2, le long du ruisseau de la Montagne. Remarquez la forte présence de formes fuselées sur les versants intérieurs du massif du mont Mégantic associées à la direction d'écoulement vers l'ESE.	53
Figure 3.22 Coupe dans les sédiments du delta du site GL1, le long du ruisseau de la Montagne. Cette coupe présente une base silto-argileuse, surplombée de lits de sables fins présentant plusieurs failles.....	54
Figure 3.23 Granulométrie des sédiments observés aux sites GL1 et GL2	55
Figure 3.24 Coupe stratigraphique du delta glaciolacustre du site GL1 et orientation des rides de courant.....	55

Figure 3.25 Rythmites argilo-silteuses centimétriques à la base de la formation deltaïque du site GL2.....	57
Figure 3.26 Schéma de la coupe du delta glaciolacustre au site GL2, orientation des rides de courant par section et description des unités observées	58
Figure 3.27 Lit de blocs et de cailloux subarrondis d'un cours d'eau adjacent au ruisseau de la Montagne subissant des crues printanières liées à la fonte de la neige, au cœur du massif du mont Mégantic.....	59
Figure 3.28 Exemple d'alluvions actuelles visualisées par modèle de relief ombré au LiDAR, dans le bas du bassin de la rivière Chesham, au sud du mont Mégantic.....	60
Figure 3.29 Étendue du marécage des Scots, important environnement de déposition organique, au nord-ouest du massif du mont Mégantic	61
Figure 4.1 Localisation des coupes et forages où les sédiments de la Formation de Gayurst sont présents et extension estimée du lac proglaciaire Gayhurst, considérant un niveau lacustre contrôlé par deux exutoires à 430 m d'altitude et un taux de gauchissement de 0,9 m / km vers le NNO.....	65
Figure 4.2 Brouture observée au sud du mont Mégantic, à l'intérieur du massif, témoignant d'une direction d'écoulement vers le SE (132°)	66
Figure 4.3 Brouture observée au sud du mont Mégantic, à l'intérieur du massif, témoignant d'une direction d'écoulement vers le NE (043°)	67
Figure 4.4 Localisation des affleurements rocheux où des broutures glaciaires ont été observées.....	67
Figure 4.5 Composition granulométrique des tills observés dans la région (A) et	69
Figure 4.6 Composition lithologique des tills du site T2 et provenance probable des clastes. Géologie du substratum modifiée de Tremblay <i>et al.</i> (2015).	70
Figure 4.7 Exemple de <i>tunnel valleys</i> au NNE du massif du mont Mégantic, où des eskers serpentent au cœur de chenaux beaucoup plus larges et remplis de sédiments	73
Figure 4.8 Chenaux d'eau de fonte se terminant par un vaste delta glaciolacustre situé à deux kilomètres au nord de La Patrie, au sud-ouest du mont Mégantic	75
Figure 4.9 Répartition géographique des chenaux de fonte de la région étudiée.....	75
Figure 4.10 Estimation de positions marginales à l'aide de chenaux juxtaglaciaires observés à la tête du bassin de la rivière Bergeron, 8 km à l'est du mont Mégantic, suggérant l'amincissement de la glace sous forme de lobes	76
Figure 4.11 Légende commune utilisée au sein des figures de la section 4.4.....	77

Figure 4.12 Sous-bassins hydrographiques étudiés dans le cadre de la reconstitution des lacs glaciaires régionaux et sous-bassins avoisinants (en beige).....	78
Figure 4.13 Étendue probable de lacs glaciaires de la branche sud de la rivière Clinton (587 m), de la vallée du ruisseau Morin (567 m), du bassin principal de la rivière Clinton (540 m) et de la phase 430 m du lac glaciaire Mégantic, en plus d'une estimation de l'évolution des lobes glaciaires de la région basée sur la position des chenaux juxtaglaciaires.....	80
Figure 4.14 Reconstitution de l'étendue possible de quelques lacs d'obturation glaciaire du bassin de la rivière Victoria et de la phase 430 m du lac glaciaire Mégantic et localisation des deltas et chenaux d'eau de fonte observés.....	82
Figure 4.15 Étendue estimée des phases 572, 557 et 534 mètres du lac glaciaire Chesham et deltas et exutoires associés.....	84
Figure 4.16 Étendue maximale estimée de la phase 434-420 m du lac glaciaire au Saumon et positions probables de la marge glaciaire	86
Figure 4.17 Modèle de gauchissement estimé pour les phases 434 et 421 m du lac glaciaire au Saumon à son niveau maximal (y_1 ; droite du haut) et à son niveau minimal (y_2 ; droite du bas), où chaque delta associé est représenté par un triangle, tout en prenant compte d'une orientation du gauchissement vers le NNO.....	87
Figure 4.18 Étendues maximales estimées des phases 399, 381 et 369 m du lac glaciaire au Saumon et positions probables de la marge glaciaire	88
Figure 4.19 Étendues maximales estimées des phases 567, 509 et 484 m du lac glaciaire de la Montagne et positions probables de la marge glaciaire	90
Figure 4.20 Étendue maximale estimée de la phase 586 m du lac glaciaire Fortier	91
Figure 4.21 Compilation des marges glaciaires proposées (lignes bleues) indiquant une déglaciation depuis le SE vers le NO de la région du mont Mégantic.....	93

LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES

BDTQ	Base de données topographique du Québec
BNDT	Base nationale de données topographiques
CSRS	<i>Canadian Spatial Reference System</i>
GPS	<i>Global Positioning System</i>
GSC	<i>Geological Survey of Canada</i>
HCl	Acide chlorhydrique
LiDAR	<i>Light Detection and Ranging</i>
MTM	Mercator transverse modifiée
PVC	Polychlorure de vinyle
SIG	Système d'information géographique
TIFF	<i>Tagged Image File Format</i>
BP	<i>Before Present</i>
cal.	Calibré-e-s
¹⁴ C	Carbone-14
N	Nord
S	Sud
E	Est
O	Ouest

LISTE DES SYMBOLES ET DES UNITÉS

Ma	Million-s d'années
ka	Millier-s d'années
km	Kilomètre-s
km ²	Kilomètre-s carré-s
m	Mètre-s
cm	Centimètre-s
mm	Millimètre-s
μm	Micron-s ou micromètre-s
%	Pourcent-s
°	Degré-s
±	Plus ou moins
≈	Environ égal-e à
<	Plus petit-e que
>	Plus grand-e que
'	Minute-s
''	Seconde-s

RÉSUMÉ

La région du mont Mégantic, à la rencontre des bassins-versants des rivières Chaudière et Saint-François, en Estrie, au Québec, conserve plusieurs vestiges du Wisconsinien, plus récente glaciation ayant recouvert l'entièreté des Appalaches du sud du Québec. Avec l'objectif de préciser la paléogéographie quaternaire de cette région et de son aire protégée, le Parc national du Mont-Mégantic, un vaste travail d'identification et de caractérisation des formes et dépôts superficiels a abouti en une cartographie de la géologie des dépôts de surface (1 : 20 000) recouvrant les 544 km² qui englobent le massif du mont Mégantic (feuille 21E06NE) et les municipalités avoisinantes de La Patrie, Scotstown, Val-Racine et Notre-Dame-des-Bois. À partir de la photo-interprétation de la région au LiDAR, des campagnes de terrain et d'analyses en laboratoire, il a été possible de préciser le schéma d'écoulement glaciaire, notamment à l'aide de traînées morainiques derrière abris rocheux et d'analyses préférentielles des clastes contenus dans le till, indiquant une direction de l'écoulement généralement orientée vers l'ESE. Grâce à des analyses granulométriques, il est entre autres possible de proposer que la lentille de Drolet, une forme du till de Lennoxville créée par le remaniement par la glace des sédiments lacustres de la Formation de Gayhurst, est présente au moins régionalement au NO du massif du mont Mégantic. Les données recueillies ont ensuite permis, de par l'orientation, les dimensions et la répartition spatiale des formes fluvioglaciaires (crêtes morainiques, eskers, chenaux d'eau de fonte) et des formes et dépôts glaciolacustres (deltas) de proposer un nouvel historique du retrait de la marge glaciaire et de la formation de lacs d'obturation glaciaire au sein du massif du mont Mégantic et des bassins environnants. Les observations et les analyses ont pu révéler l'existence de lacs glaciaires dans les bassins des rivières Clinton (587 m, 567 m et 540 m) et Victoria (556 m, 531 m et 509 m), toutes deux tributaires du bassin-versant de la rivière Chaudière, des rivières Chesham (576 m, 558 m et 534 m) et au Saumon (434 m, 421 m, 399 m, 381 m et 369 m) ainsi que des ruisseaux Fortier (586 m) et de la Montagne (567 m, 509 m et 484 m), tous tributaires du bassin-versant de la rivière Saint-François. En appliquant un gauchissement glacio-isostatique fixé à 0,9 m / km et orienté vers le NNO, il a été possible de retracer l'étendue probable de ces lacs glaciaires et d'identifier leur exutoire. Un total de 18 phases lacustres ont pu être estimées grâce à l'identification de plus de 70 deltas. L'existence et l'étendue de ces lacs d'obturation glaciaire et l'identification de plus de 200 chenaux juxtaglaciaires ont aussi permis de proposer un modèle du retrait de la marge glaciaire où l'amincissement de la glace a généré des lobes glaciaires dans les régions au relief plus accidenté au SE (Hauts-reliefs appalachiens). La déglaciation s'est effectuée par la suite en direction du NO où la marge glaciaire s'est régularisée selon une orientation généralement SO-NE, établissant au passage la position bordière associée à la moraine de Ditchfield, s'étendant à travers les bassins des rivières au Saumon et Victoria et épousant le versant nord du massif du mont Mégantic.

Mots clés : Géomorphologie glaciaire, Paléogéographie, Cartographie des formes et dépôts superficiels, Déglaciation, Lac glaciaire, Écoulement glaciaire, Lentille de Drolet, Moraine de Ditchfield

INTRODUCTION

Le Québec est un territoire ayant subi les conséquences directes des glaciations du Pléistocène, débutant il y a 2,58 millions d'années et s'achevant au retrait des glaces il y a environ 11 700 ans, faisant de lui la première époque géologique du Quaternaire (Fulton *et al.*, 1989). Aujourd'hui à l'époque de l'Holocène, englobant les dernières 11 700 années, les vestiges d'un paysage autrefois dominé par les dynamiques glaciaires persistent encore et sont étudiés afin de tenter de comprendre, voire modéliser le passage des glaciers et leur rôle dans le façonnement des formes, dépôts et processus géomorphologiques actuels. Malgré qu'il existe des preuves fournies par la géochimie isotopique de treize glaciations majeures et huit autres événements glaciaires mineurs connus au cours du Pléistocène (Ehlers et Gibbard, 2007), les traces de celles-ci observables en surface dans la province de Québec relèvent principalement de la plus récente d'entre elles : la Glaciation wisconsinienne (Andrews et Dyke, 2007). De nombreux travaux ont été réalisés au Québec comme ailleurs afin d'effectuer des reconstitutions paléogéographiques de cette dernière glaciation et de son retrait. C'est le cas entre autres du sud du Québec, une région qui profite d'une attention toute particulière grâce à sa proximité à l'écoumène et son histoire glaciaire complexe.

Bien que la région ait bénéficié d'efforts de recherche importants, le nombre de travaux ayant le mont Mégantic comme véritable point central demeure limité. La plus orientale des collines montérégiennes est plus souvent intégrée à l'est des cartographies de la région de Sherbrooke ou encore à l'ouest de celle de Lac-Mégantic, deux centres urbains régionaux d'importance. La région du mont Mégantic se retrouve pourtant dans une position cruciale pour la compréhension des directions d'écoulement glaciaire, notamment en étant à la limite du haut des bassins-versants des rivières Saint-François et Chaudière. Ces deux bassins-versants ont d'ailleurs la caractéristique de délimiter naturellement, à leur tête, le Québec des États-Unis. En somme, il est évident que les vestiges quaternaires du mont Mégantic ont le potentiel, de par leur position géographique et leur excellente préservation puisque situés dans le Parc national du même nom,

de fournir de nouvelles informations qui permettront d'améliorer la compréhension de la paléogéographie de la dernière glaciation dans cette région des Appalaches.

Considérant que la majeure partie des travaux sur la géomorphologie glaciaire régionale ait été réalisée il y a plus ou moins un demi-siècle et que de nouveaux outils comme la représentation du relief au LiDAR soient maintenant disponibles et accessibles, l'objectif de recherche principal de cette recherche sera de préciser la paléogéographie quaternaire de la région du mont Mégantic. Pour y arriver, la démarche sera divisée en trois objectifs secondaires qui permettront ensemble de construire un portrait fidèle de l'histoire quaternaire du territoire.

Le premier objectif secondaire consiste en une identification et une caractérisation des formes et dépôts superficiels de la région étudiée selon leur répartition spatiale, leur forme et leur orientation à l'aide des outils dérivés du LiDAR. Dans la même veine, une description de leur texture, structures sédimentaires, composition lithologique et de leur stratigraphie à l'aide de relevés de terrain et d'analyses en laboratoire sera réalisée. Ces éléments sont les témoins incontestables du passage des glaciers et de leur retrait. Non seulement ils permettront d'en connaître davantage sur les environnements de leur mise en place, mais ils seront la clé de la compréhension de leur succession chronologique. Ces formes et dépôts superficiels sont ainsi colligés sous la forme d'une carte à l'échelle minimale de 1 : 20 000 afin d'inclure non seulement le massif du mont Mégantic, mais aussi sa périphérie directe, cruciale dans l'interprétation du passé géomorphologique régional.

Le second objectif est de préciser le schéma d'écoulement glaciaire régional. Cela consiste à améliorer les interprétations existantes issues de travaux antérieurs, de présenter certaines corrections, voire même de confirmer les preuves apportées à l'époque à l'aide d'observations géomorphologiques au LiDAR ou sur le terrain.

Finalement, le troisième objectif secondaire est de proposer un nouvel historique du phénomène glaciolacustre lors du retrait des glaciers du Wisconsinien. Il s'agira de proposer un schéma de l'évolution des lacs conditionnés par l'obturation glaciaire en précisant leur localisation, leur altitude, leur exutoire ainsi que la position bordière de la glace tout au long de leur développement.

L'entièreté de cette recherche sera ainsi couverte au sein de quatre chapitres distincts. Le tout premier est une mise en contexte introduisant le territoire à l'étude. Il consiste en une localisation de la région étudiée ainsi qu'en une description des cadres géologique, physiographique et hydrographique. À cette contextualisation géographique et géomorphologique s'ajoute un état des connaissances actuelles basé sur les travaux antérieurs et leurs apports novateurs à la discipline ou la région. Le deuxième chapitre repose quant à lui sur la méthodologie utilisée au courant de ce travail, autant au niveau de la préparation que sur le terrain, en laboratoire et avec les systèmes d'information géographique. Le troisième chapitre vient répondre au premier objectif secondaire établi plus tôt, en proposant un cadre lithostratigraphique détaillé décrivant les formes et dépôts superficiels de la région étudiée en se concentrant sur leurs caractéristiques sédimentologiques, leur structure, leurs dimensions et leur répartition spatiale. Le quatrième chapitre vient répondre tout particulièrement aux deuxième et troisième objectifs secondaires, en voulant préciser l'historique des mouvements glaciaires lors de la glaciation et de la déglaciation, en plus de proposer une chronologie des lacs glaciaires ayant existé dans la région. Cette reconstitution est possible grâce à l'interprétation, à l'aide des systèmes d'information géographique, des formes d'érosion et d'accumulation et de la répartition spatiale des formes et dépôts superficiels relevés et caractérisés au sein du cadre lithostratigraphique. Cela vient aussi compléter l'interprétation de la paléogéographie wisconsinienne du mont Mégantic en proposant une reconstitution complète du développement et de l'évolution des différents lacs proglaciaires de la région étudiée.

CHAPITRE 1

CADRE SPATIO-TEMPOREL ET TRAVAUX ANTÉRIEURS

1.1 Localisation

Le territoire étudié dans le cadre de ce mémoire a comme focus principal le massif du mont Mégantic, ainsi que toute la région avoisinante englobant entre autres les municipalités de Scotstown au nord-ouest, Val-Racine au nord-est, Notre-Dame-des-Bois au sud-ouest et La Patrie au sud-est (Figure 1.1). Géographiquement, l'entièreté de la zone étudiée se situe entre les latitudes $45^{\circ}60'00''N$ et $45^{\circ}35'00''N$ et les longitudes $71^{\circ}30'00''O$ et $71^{\circ}00'00''O$, se retrouvant à distance à peu près égale des grandes villes de Montréal et Québec, à 200 kilomètres à l'est et au sud, respectivement. À une plus grande échelle, ce territoire se situe dans la région administrative de l'Estrie, à la frontière sud du Québec avec les États-Unis. Le massif du mont Mégantic se retrouve aussi en plein cœur de la partie nord-est du feuillet cartographique 21E06 du système national de référence cartographique. Ce feuillet (21E06NE) est ainsi la zone principale d'étude dans cette recherche, mais l'apport des milieux figurant sur d'autres feuillets de la région ne sera évidemment pas négligé. Ces cadres complémentaires englobent le restant du feuillet 21E06 (NO, SE, SO) en plus des parties nord-ouest et sud-ouest du feuillet 21E07, les zones sud-est et sud-ouest du feuillet 21E11 ainsi que la partie sud-ouest du feuillet 21E10. Il est pertinent d'ajouter que le mont Mégantic est un milieu protégé en quasi-totalité en tant que parc national québécois régi par la SÉPAQ. Son versant nord abrite la Réserve écologique Samuel-Brisson (chapeauté par le gouvernement provincial) et le sommet en son centre est, depuis 1978, le lieu d'établissement de l'Observatoire du Mont-Mégantic, un attrait important pour les amateurs d'astronomie professionnels et amateurs. D'ailleurs, depuis 2007, le Parc national est aussi responsable de la gestion de la Réserve internationale du ciel étoilé du Mont-Mégantic, visant la réduction de la pollution lumineuse civile au Parc ainsi que dans sa périphérie. Finalement, les voies de communication principales pour planifier ses déplacements dans la région sont les routes 212, 257 et 214, le chemin de Franceville/de Piopolis, la route Chesham/du Parc/chemin St-Léon ainsi que la piste de la Vallée et le chemin de l'Observatoire à l'intérieur du

Parc. Ce dernier est d'ailleurs la voie carrossable la plus haute en altitude de tout le Québec. Il est également pertinent de spécifier qu'une majeure partie du travail accompli au sein du Parc a été possible grâce aux nombreux sentiers et chemins forestiers accessibles à pied ou encore en véhicule tout-terrain.

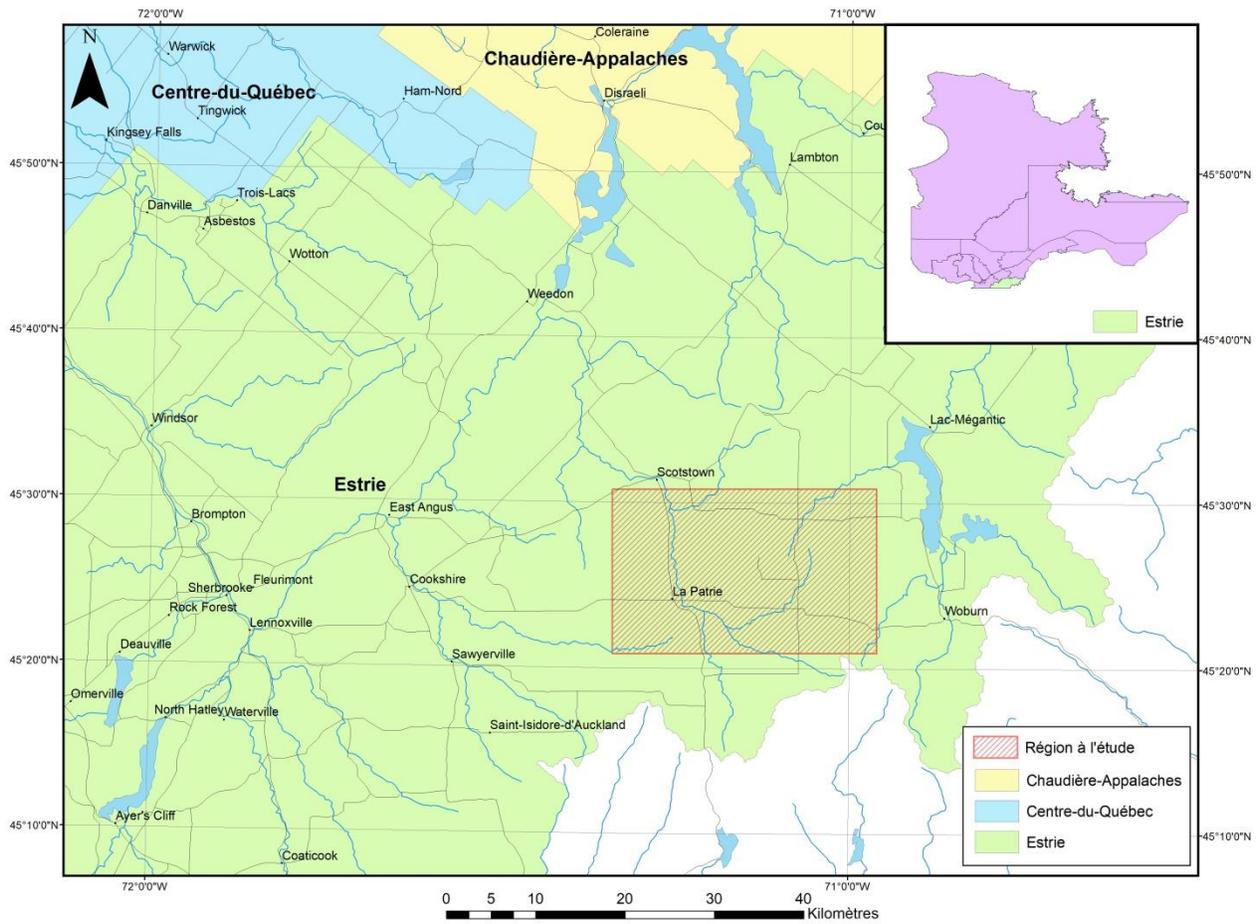


Figure 1.1 Localisation du territoire étudié

1.2 Cadre géologique

La région étudiée se situe au cœur de la province géologique des Appalaches, dans le sud du Québec, mais a comme particularité d'être dominée par un important complexe magmatique : le massif du mont Mégantic (Figure 1.2). De plus, une seconde occurrence de magmatisme existe plus au nord-ouest : le pluton de Scotstown. Ces trois entités géologiques seront ainsi décrites dans l'ordre chronologique de leur formation.

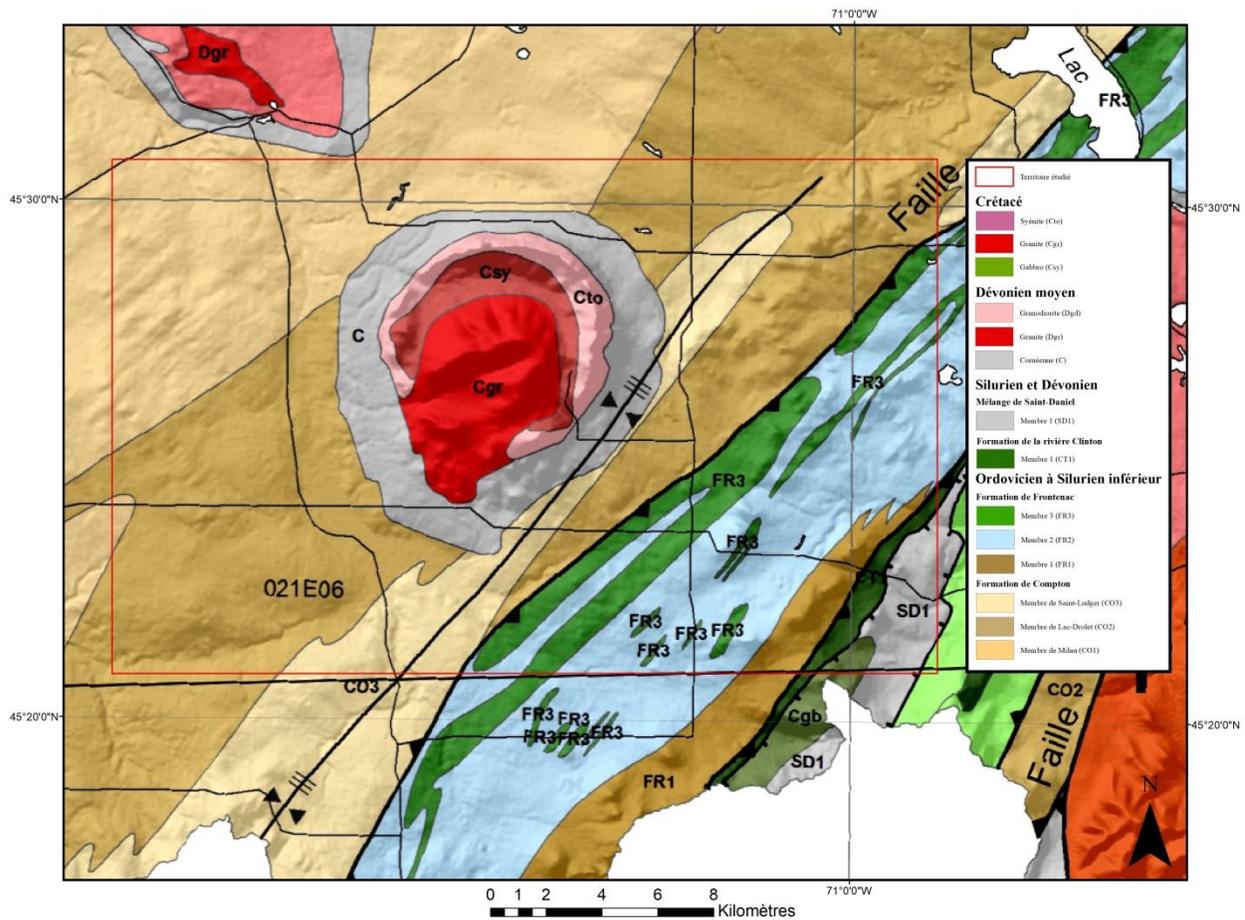


Figure 1.2 Géologie du substrat rocheux, modifiée de Tremblay *et al.* (2015)

1.2.1 La province géologique des Appalaches et ses membres associés

Les roches de la Province géologique des Appalaches couvrent la majeure partie de la région étudiée. Selon Tremblay *et al* (2015), ces roches sont associées à la Ceinture de Gaspé et appartiennent surtout à la Formation de Compton, dont l'âge se situe entre le Silurien supérieur et le Dévonien inférieur. Cependant, les roches les plus anciennes sont des arénites feldspathiques verdâtres de la Formation de la Rivière Clinton et des basaltes et schistes à chlorite du Mélange de Saint-Daniel, retrouvées à l'extrême sud-est de la région étudiée. Au niveau de la Formation de Compton, le massif du Mont Mégantic s'introduit d'abord, en son nord, à travers l'axe sud-ouest-nord-est du Membre de Milan. Ce dernier est principalement composé de grès, shale et ardoise. Le Membre de Lac-Drolet suit une orientation similaire, mais est plutôt observable de part et d'autre du centre du massif. Là, des wackes feldspathiques et des mudrocks noirs sont abondants. Au sud-est du mont Mégantic, on observe des phyllades gris et des siltstones associés au Membre de Saint-Ludger. Suivant toujours la même orientation typique du grain appalachien, la faille de chevauchement Bella se retrouve tout près du massif, au sud-est. Elle signale la jonction entre la Formation de Compton et la Formation de Frontenac. Selon Tremblay *et al* (2015), cette dernière, située directement au sud des membres de Lac-Drolet et de Milan, comporte un premier membre composé de grès fin carbonatés et d'ardoises verdâtres, un second présentant surtout du grès et des shales noirs et un troisième qui est essentiellement basaltique.

1.2.2 Le pluton de Scotstown

Plus au nord-ouest du massif du mont Mégantic se trouve le pluton de Scotstown. Ce dernier, recouvrant une superficie comparable à celle du pluton de Mégantic, est composé de granodiorite, de granite et de cornéenne, tous d'âge Dévonien moyen. (Tremblay *et al*, 2015) La municipalité du même nom y est installée et les lacs McGill et Moffatt, de plus que le Petit lac Vaseux, rares étendues d'eau de la région, doivent précisément leur existence à ces lithologies ignées plus jeunes et parsemées de petites dépressions irrégulières.

1.2.3 Le massif du mont Mégantic

Le massif du mont Mégantic est une intrusion magmatique de la série des collines Montérégiennes (Reid, 1976; Clément et Pelletier, 1980). Mégantic est d'ailleurs la plus orientale de ce groupe qui s'étend depuis le nord-ouest de Montréal. Daté à 123 Ma (Foland *et al*, 1986), il s'agit d'un pluton provenant d'un point chaud dans le manteau terrestre qui, lors du Crétacé, s'est créé par une remontée de magma ponctuelle s'étant principalement cristallisée sous forme de trois roches ignées distinctes : le gabbro, le granite et la syénite. Lorsqu'on visualise le massif à l'aide d'un modèle numérique de terrain ou encore par imagerie satellitaire, ce dernier prend la forme d'un anneau; il s'agit en fait d'un dyke annulaire, ou *ring-dyke* (Clément et Pelletier, 1980). Le cœur du massif, c'est-à-dire le mont Mégantic en soi, ainsi que quelques monticules adjacents vers le sud, sont composés de granite. Ce granite à matrice fine présente une composition similaire à chacun de ses affleurements (Reid, 1976; Clément et Pelletier, 1980). Les roches aux plus basses altitudes, dans les dépressions à l'intérieur du massif, à l'ouest, au nord et à l'est du noyau central, sont traditionnellement interprétées comme du gabbro, mais elles varient beaucoup en composition et peuvent aussi tendre vers l'anorthosite, la diorite et toutes les zones grises de ce spectre (Reid, 1976). Leur grain est généralement grossier et régulier, mais va aussi varier dépendamment de l'endroit où il est observé. Une couronne de syénite encercle ensuite le gabbro. S'élevant à de fortes altitudes, ces reliefs syénitiques englobent les deux autres monts les plus élevés du massif, les Saint-Joseph et Victoria. Aussi localement appelée nordmarkite, ou même parfois interprétée comme de la tonalite, les variations dans sa composition sont moins grandes que pour le gabbro et son apparence est très distinctive dans les erratiques et les analyses pétrographiques régionales étant donné sa couleur significativement plus claire (Clément & Pelletier, 1980). Des études de dispersion glaciaire de grande étendue ont été réalisées dans les Appalaches grâce à cette nordmarkite (McDonald, 1969; Shilts, 1970; McDonald et Shilts, 1971; Parent, 1987). Une ceinture de roches cornéennes datées du Dévonien moyen encercle également tout le massif du mont Mégantic (Tremblay *et al*, 2015).

1.3 Cadre physiographique

D'un point de vue strictement physiographique, la région à l'étude montre un relief plutôt prononcé (Figure 1.3). Le massif du mont Mégantic, pour débiter, s'élève jusqu'à une altitude de 1 110 mètres au-dessus du niveau de la mer, alors que son point le plus bas, à son pied au nord-ouest, se retrouve à 500 mètres d'altitude. Cette colline montréalaise domine ainsi le paysage avec ses 600 mètres de dénivellation par rapport au complexe appalachien qui l'entoure. Le massif est composé de plusieurs sommets dont le mont Mégantic, son plus élevé, puis les monts Victoria et Saint-Joseph, tous deux atteignant une altitude maximale au-delà de 1 000 mètres et le mont Notre-Dame culminant à 910 mètres. Autour du massif s'étendent des buttes et collines formées par le plissement isoclinal de la Formation de Compton, généralement caractérisée par ses pentes douces. Shilts (1981) a donné le nom de *Chaudière Hills* (collines de la Chaudière) à cette région physiographique, mais considérant son extension au-delà du bassin-versant de la Chaudière et à travers celui de la Saint-François, cette région physiographique est ici désignée comme les plaines des hauts bassins des rivières Saint-François et Chaudière. Ses reliefs n'atteignent que rarement les 500 mètres. Les altitudes les plus basses se retrouvent dans les talwegs des vallées fluviales actuelles. Elles chutent rapidement sous les 300 mètres vers le bassin-versant de la Saint-François, notamment par les vallées des rivières Eaton Nord et au Saumon. Dans le bassin de la Chaudière, à l'ouest du mont, l'altitude ne descend que très lentement sous les 400 mètres. Ce bassin-versant subit d'ailleurs une plus forte influence lithologique de la Formation de Frontenac au sud, la faille Bella séparant le lac Mégantic en deux. Shilts (1981) a nommé toute la région physiographique au sud-est du mont Mégantic *Portage Uplands* (hautes terres du Portage). Dans le cadre de ce travail, cette région physiographique principalement associée à la Formation de Frontenac est désignée comme les hauts reliefs appalachiens. Cette dernière a une orientation SO-NE et est beaucoup plus élevée, avec des altitudes oscillant très souvent autour des 500 mètres et pouvant atteindre plus de 750 mètres. Le fond de ses vallées n'est qu'au minimum à une altitude de 400 mètres. De plus, les montagnes frontalières (ou *Boundary Mountains*; Shilts, 1981) occupent tout l'extrême-sud de la région et peuvent atteindre plus de 900 mètres d'altitude. Le gradient de pente naturel de toute la région des Appalaches québécoises s'incline en direction du nord-ouest, depuis les montagnes frontalières jusqu'aux basses-terres du Saint-Laurent. Finalement, le pluton de Scotstown, au

nord-nord-ouest du massif, offre quant à lui des altitudes allant de 360 mètres au fond de ses dépressions, à 520 mètres à son sommet le plus élevé.

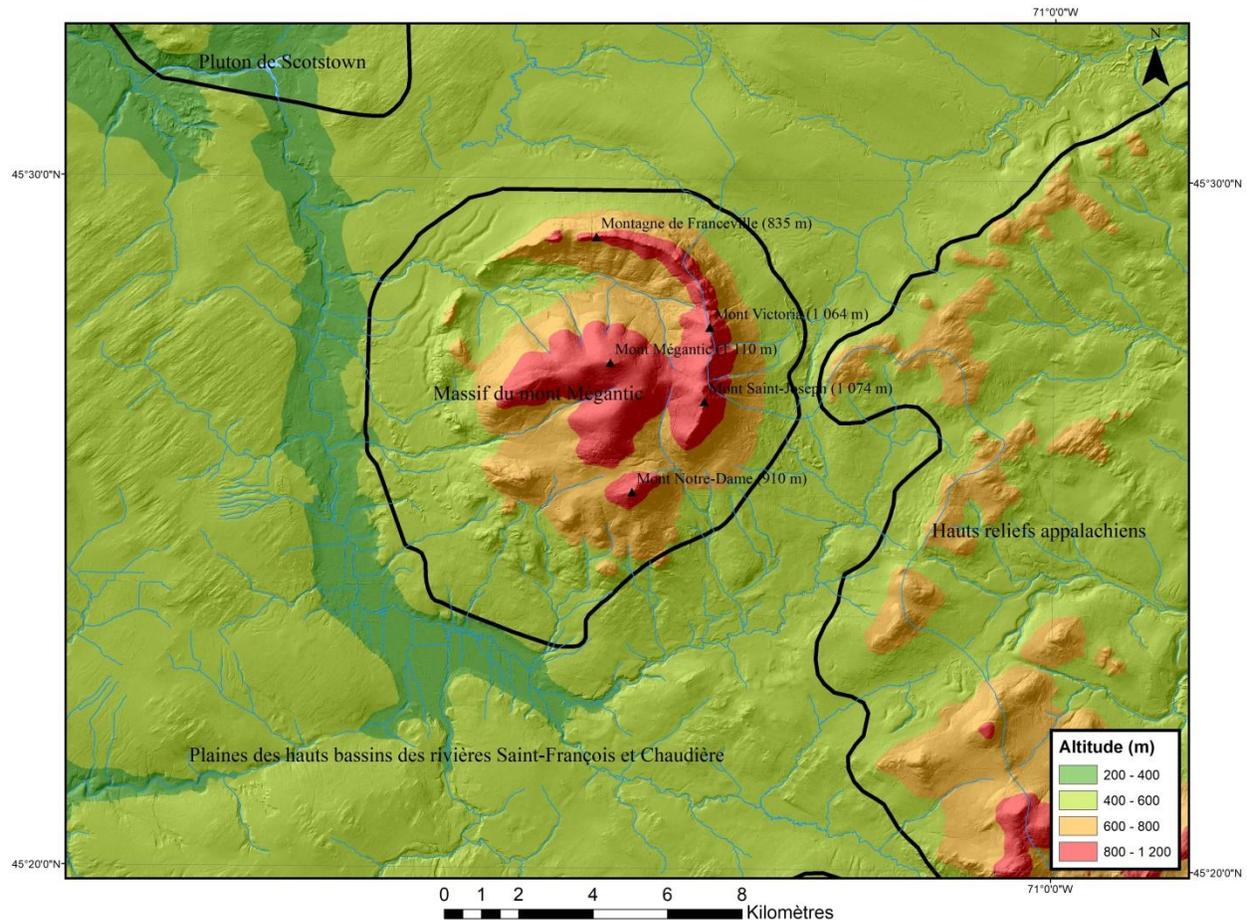


Figure 1.3 Modèle d'altitude et régions physiographiques

1.4 Cadre hydrographique

La région du mont Mégantic se retrouve sur la ligne de partage des eaux entre, à l'ouest, le bassin-versant de la rivière Saint-François et à l'est, le bassin-versant de la rivière Chaudière (Figure 1.4). Ainsi, la majorité des eaux ruisselant depuis son versant ouest s'écoulent vers Sherbrooke puis se jettent dans le fleuve Saint-Laurent au niveau de Pierreville et celles de son versant est traversent la Beauce depuis le lac Mégantic pour se jeter dans le fleuve Saint-Laurent, à Lévis. Sur le massif du mont Mégantic, trois cours d'eau principaux occupent ses dépressions :

les ruisseaux Deloge, Fortier et de la Montagne. Le premier débute sa course dans le secteur de l'Observatoire, dans le sud-est du massif et se jette vers le sud dans la rivière Chesham. Le second s'encaisse dans le mont Mégantic en plein cœur du granite et s'écoule vers l'ouest jusqu'à la rivière au Saumon. Le troisième débute à peu près à la même source que le premier, mais s'étend vers le nord puis l'ouest, pour finalement avoir son embouchure dans la rivière au Saumon un peu plus au nord que le second. Cela signifie donc que ces trois ruisseaux sont tributaires du bassin-versant de la rivière Saint-François. En plusieurs endroits, ces ruisseaux ont incisé les dépôts quaternaires jusqu'au roc, créant quelques coupes naturelles.

Principalement à l'ouest du massif se retrouvent les rivières Chesham, Ditton et au Saumon. L'imposant bassin de cette dernière contourne le massif du mont Mégantic depuis le nord-ouest jusqu'à l'est, accumulant tous les tributaires de l'intérieur du massif et ayant embouchure à la rivière Saint-François près de Village-Trahan, dans la municipalité de Weedon. Ensuite, la rivière Chesham est un affluent du haut-bassin de la rivière au Saumon, s'écoulant à l'est et au sud-est du massif depuis la ligne de partage des eaux avec le bassin-versant de la rivière Chaudière. La rivière Ditton, elle, est un second affluent majeur du haut-bassin de la rivière au Saumon qui prend source directement des montagnes frontalières, depuis le sud.

En étendant notre regard sur le réseau hydrographique de la région, on peut y retracer une autre rivière importante du bassin-versant de la rivière Saint-François : la rivière Eaton. Cette dernière débute au sud-ouest de La Patrie et ses méandres s'étirent de façon quasi-rectiligne vers l'ouest avant de remonter vers le nord en passant par Cookshire-Eaton puis en rejoignant la rivière Saint-François tout juste au sud d'East Angus. À l'est du mont, une seule rivière du bassin-versant de la rivière Chaudière tire directement ses eaux par le ruissellement issu du massif : la rivière Victoria. Prenant source tout juste au nord-est du massif, cette dernière présente un court trajet vers le nord-est avant de déboucher sur le lac Mégantic. Le lac Mégantic est également le réceptacle des deux autres rivières observables dans la région à l'est du mont Mégantic : la rivière Bergeron, directement à l'est, et la rivière Clinton, au sud-est, qui s'écoulent toutes deux à partir des hauteurs des collines de la Formation de Frontenac.

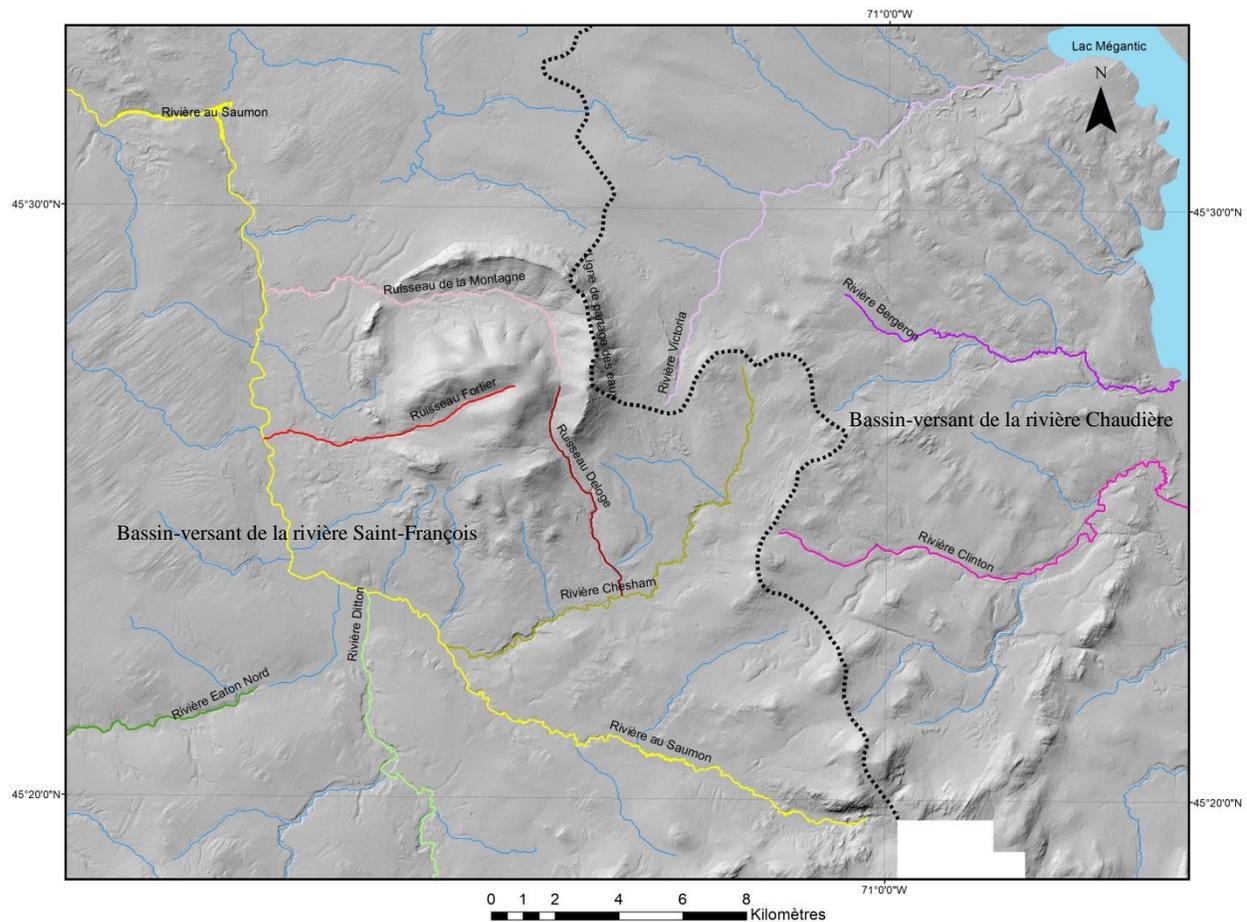


Figure 1.4 Hydrographie de la région du mont Mégantic; la ligne pointillée indique la limite entre le bassin-versant de la rivière Saint-François (à l'ouest) et celui de la rivière Chaudière (à l'est)

1.5 Travaux antérieurs

1.5.1 Géologie quaternaire et mouvements glaciaires

Au sein des Appalaches du sud du Québec, les premiers travaux touchant la géologie quaternaire proviennent du rapport de Chalmers (1898). Axées sur les dépôts de surface et aurifères du sud du Québec, les premières données lithostratigraphiques régionales y sont présentées. Pour le compte du *Geological Survey of Canada* (GSC), on y relève entre autres des coupes où des dépôts fins stratifiés ont été identifiés sous le till (*boulder-clay*) ainsi que des stries glaciaires témoignant de la dernière glaciation. Des orientations nord-sud de ces stries l'ont mené à théoriser une avancée glaciaire provenant des hauts sommets de la Nouvelle-Angleterre.

Mackay (1923) a réalisé un travail similaire, mais dans la région de la Beauce. Il a relevé des stries glaciaires d'orientations similaires et des erratiques d'origine méridionale, ce qui a ajouté au bagage de preuves afin de soutenir l'hypothèse d'une glaciation provenant de la Nouvelle-Angleterre.

Clark (1937) a repris les travaux de Chalmers et Mackay afin de clarifier la provenance des masses de glace du domaine appalachien québécois. Il conclut que leurs preuves pour avancer une avancée glaciaire vers le nord sont insuffisantes. Par ses nouvelles données récoltées à Bedford, près de la baie Missisquoi, il déduit que le seul mouvement de glaces vers le nord serait « faible et non-soutenu » et ne pourrait s'être produit que très tard dans le processus de glaciation.

Gadd (1960) a décrit de façon formelle les unités lithostratigraphiques quaternaires recouvrant la partie sud de la Province géologique de la plateforme du Saint-Laurent. Il est le premier à les avoir situées de façon relative dans le temps et à avoir théorisé des avancées et des reculs de l'Inlandsis laurentidien pendant le Wisconsinien. Il a même suggéré la présence de sédiments indiquant les traces d'une glaciation pré-wisconsinienne.

Gadd (1964) décrit la géologie de surface de la vallée de la rivière Chaudière en mettant l'emphase sur les fronts morainiques rencontrés (notamment le complexe morainique de Woburn) ainsi que les différences de sédimentation dans les vallées de rivières tributaires par rapport aux tronçons principaux. Il présente plusieurs occurrences de dépôts varvés à des positions stratigraphiques variées et émet l'hypothèse que les dépôts de placers aurifères de la région auraient été évacués par les eaux de fonte de la dernière glaciation.

McDonald (1964) suggère la présence de trois tills dans le sud du Québec, séparés par des sédiments stratifiés avec des preuves d'écoulement glaciaire provenant du nord-est et du nord-ouest, selon les fabriques de till réalisées. S'inspirant des travaux de Stewart et MacClintock (1964), qui ont réalisé un modèle stratigraphique pour le nord du Vermont, McDonald corrèle les unités observées au Québec avec celles du nord-est États-Unis.

McDonald (1965) a décrit les deux nouveaux complexes morainiques majeurs qu'il a observés (les associant à des réavancées) et a identifié deux phases glaciolacustres du tardiglaciaire, dont la plus récente : celle du grand bassin du lac Memphrémagog.

Thornes (1965) a travaillé dans la vallée de la rivière Coaticook et a recensé les dépôts superficiels de la frontière américaine jusqu'à la rivière Massawippi. Il a relevé des trames de till principalement orientées vers le NNE, mais la nature du till n'est pas précisée. Considérant son abondance, il est logique de supposer qu'il s'agissait du till de Lennoxville. Ces données acquises abonderaient ainsi dans le sens d'une glaciation provenant des sommets de la Nouvelle-Angleterre.

McDonald (1967) décrit la région de Sherbrooke-Richmond autant du point de vue physiographique que géologique. Il y décrit également les séquences de tills et de sédiments fins retrouvées au sein de coupes naturelles. Il est le premier à nommer le till de Lennoxville ainsi que les moraines de Stoke Mountain et de Cherry River, en plus de décrire la moraine Highland Front de Gadd (1964) plus en détails. Bien que les tills de Johnville et de Chaudière n'aient pas encore de nom attribué (ici nommés *Till I* et *Till II*) et les sédiments fins du pré-Johnville, du Massawippi et du Gayhurst non plus (*nonglacial interval I*, *nonglacial interval II* et *nonglacial interval III*), il s'agit de la première description formelle de chacun de ces dépôts. Il parvient à les corrélérer avec les tills du Vermont observés par Stewart et MacClintock (1964). Le till de Lennoxville est celui qui est le mieux décrit, surtout que les unités plus vieilles n'avaient été observées qu'à certains rares sites le long des rivières Ascot et Eaton. McDonald établit des patrons de glaciation dans tout le sud du Québec et conclut qu'il n'existe « aucune preuve acceptable » qu'il y ait eu une réavancée glaciaire tardive provenant de la Nouvelle-Angleterre. Il a ensuite répertorié les différentes altitudes de paléorivages du lac d'obturation glaciaire Orford, plus basse phase du lac glaciaire Memphrémagog, en plus de calculer, à l'aide des différentes structures deltaïques et littorales, un gauchissement glacio-isostatique vers le NO, estimé à 72 centimètres par kilomètre entre Coaticook et Richmond. McDonald a précisé que la limite marine de la Mer de Champlain dans la région serait à une altitude maximale de 165 mètres. Afin de faire la synthèse entre ses observations et la littérature déjà existante à l'époque, il a dressé un schéma tentant de corrélérer chaque unité stratigraphique par rapport aux autres décrites en Amérique du Nord. Son tracé débute à Port Talbot en Ontario, puis passe par Toronto, pour ensuite rejoindre le côté

newyorkais de la vallée du Saint-Laurent, la région de Bécancour et finalement la région de Sherbrooke présentée à même ce rapport (Figure 1.5).

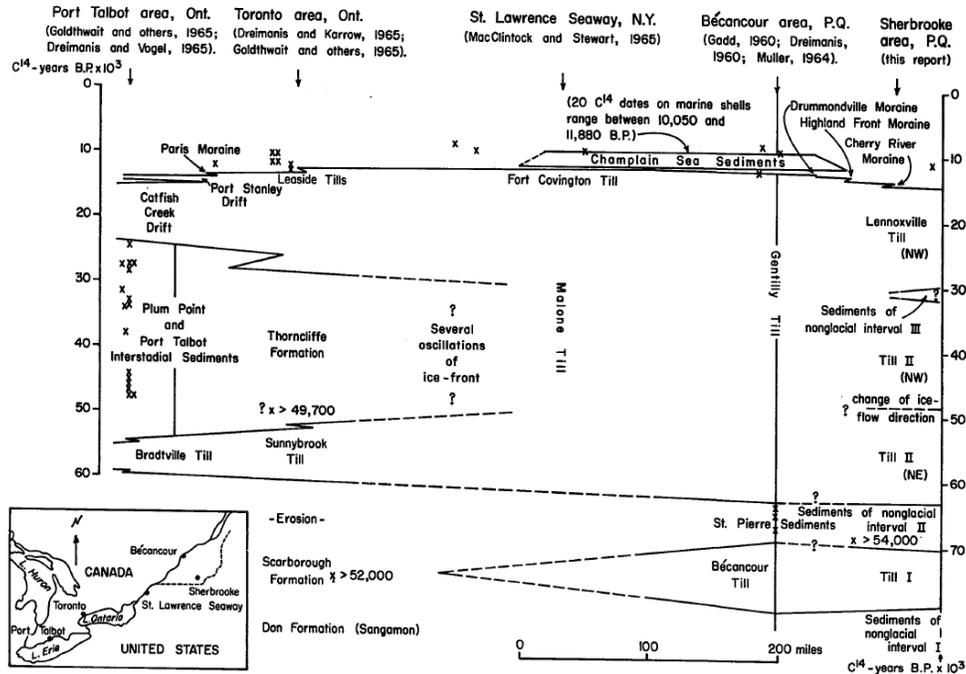


Figure 16. Possible correlation of Pleistocene sediments from southeastern Quebec northwest to St. Lawrence Lowland, then southwest to Lakes Ontario and Erie. (x = finite C¹⁴ date on plant material; x > = infinite C¹⁴ date; "NE" or "NW" after some tills indicates direction from which associated ice advanced.)

Figure 1.5 Corrélations lithostratigraphiques proposées par McDonald (1967)

McDonald (1968) a décrit de façon succincte les complexes morainiques de Stoke Mountain, Cherry River et Highland Front mentionnés dans sa thèse de 1967 en plus de discuter des lacs d'obturation glaciaire et de l'étendue de la Mer de Champlain dans la région. Il y a aussi ajouté les datations radiocarbones de la matière végétale et des coquillages marins retrouvés au sein des paléorivages de cette dernière. Le lac glaciaire Orford, originalement étiqueté dans la thèse de 1967, devient ici référé, un an plus tard, comme étant la phase Sherbrooke du lac glaciaire Memphrémagog. Il a d'ailleurs déterminé l'étendue maximale de ce dernier ainsi que les tendances de gauchissement régionales (Figure 1.6). Il offre aussi une première chronologie au radiocarbone des évènements glaciaires de la région, proposant un premier historique du retrait du glacier Wisconsinien du sud du Québec ainsi que de l'invasion par la Mer de Champlain. Il y agence les âges des paléorivages de la rive sud de l'ancienne mer en plus de théoriser l'âge de la moraine Highland Front en fonction de celles-ci. Il conclut en estimant que cette dernière aurait

été formée avant 12 000 ¹⁴C BP, probablement autour de 12 600 ¹⁴C BP, et que les moraines interlobaires de Cherry River et Stoke Mountain seraient toutes deux plus anciennes.

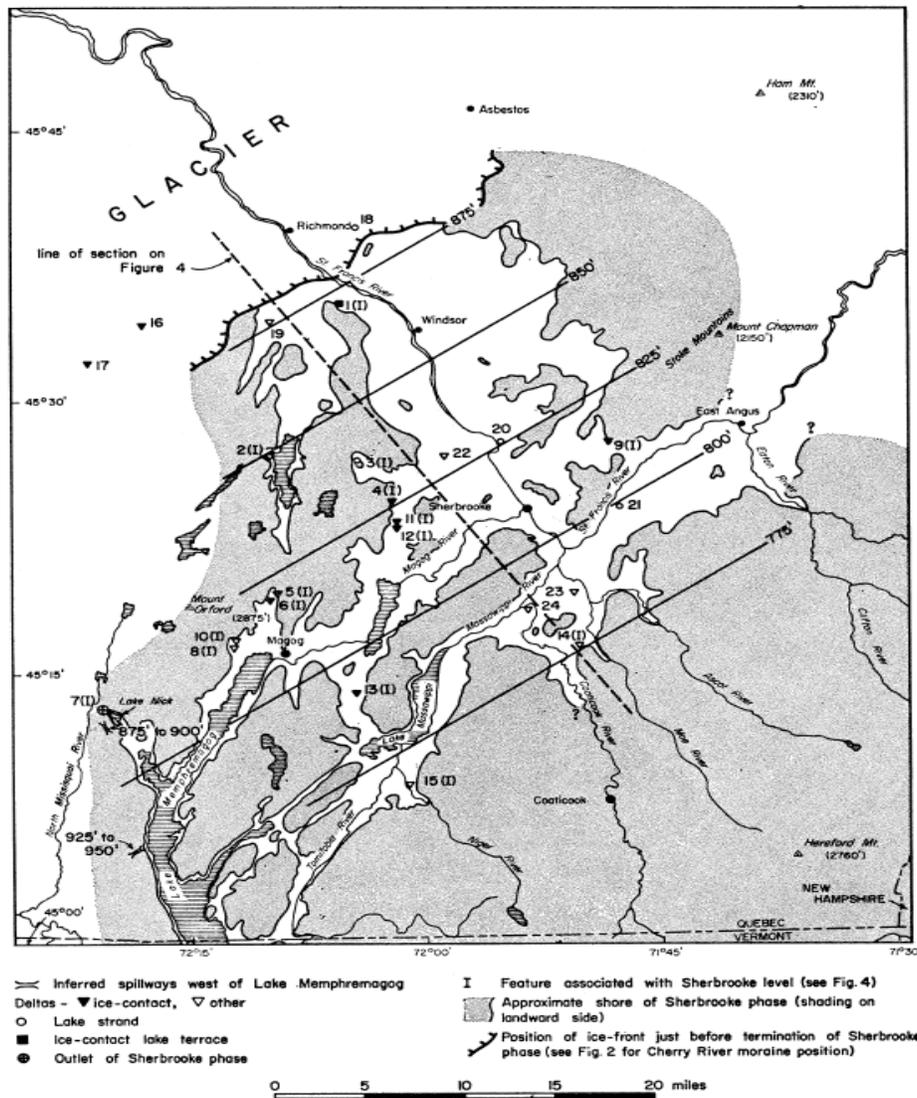


Figure 1.6 Étendue de la phase Sherbrooke du lac glaciaire Memphrémagog et relèvement isostatique suivant un taux de 72 cm/km (McDonald, 1968)

McDonald (1969) a décrit, dans un rapport préliminaire, chaque type de sédiment rencontré dans la région de La Patrie-Sherbrooke ainsi que leur distribution en complément à une carte des dépôts de surface annexée. Cette carte est probablement l'élément-clé de cette publication, offrant bien sûr un regard sur la géologie de surface, mais aussi sur les nombreuses formes

d'érosion glaciaire témoignant d'une orientation du mouvement des glaces du Wisconsinien. De plus, plusieurs fabriques de till en deux dimensions ont été réalisées au sein d'expositions naturelles et non-perturbées du till de Lennoxville de la région. Tous ces indicateurs permettent de supposer un écoulement vers le sud-est. McDonald poursuit également ses comparaisons avec les unités quaternaires de la plateforme du Saint-Laurent, en plus de proposer des directions d'écoulement pour les deux autres tills plus vieux rencontrés dans la région décrite dans sa thèse. Le plus vieux (*Till I*) présente des orientations préférentielles NO-SE, ONO-ESE et OSO-ENE, alors que celui du milieu (*Till II*) est dans l'axe SO-NE.

Shilts (1970) a travaillé dans le bassin-versant de la rivière Chaudière et n'a pas pu identifier d'écoulement glaciaire tardif provenant depuis la Nouvelle-Angleterre au sud, mais il a pu émettre l'hypothèse que la glaciation antérieure à celle de Lennoxville s'est écoulée depuis le Maine et le Nouveau-Brunswick vers l'ouest. Pour ce faire, il a utilisé comme indicateurs l'orientation préférentielle des clastes contenus dans le till, la différence significative dans sa composition et la présence de lithologies typiques du Maine. Les mêmes indicateurs ont permis de conclure que cette glaciation s'est terminée avec un écoulement depuis le Bouclier canadien vers le sud-est.

La publication de McDonald et Shilts (1971) est devenue une référence importante pour la description formelle des dépôts glaciaires et interglaciaires dans les Appalaches québécoises. Les unités stratigraphiques anonymes premièrement décrites dans la thèse de 1967 de McDonald sont désormais nommées comme nous les connaissons aujourd'hui : sédiments pré-Johnville (*nonglacial interval I*) till de Johnville (*Till I*), formation de Massawippi (*nonglacial interval II*), till de Chaudière (*Till II*), formation de Gayhurst (*nonglacial interval III*) et finalement le till de Lennoxville. Chaque unité stratigraphique est analysée plus en détail, notamment avec la description de nouvelles coupes. Une étude d'orientation préférentielle du till de Chaudière suggère un écoulement vers l'OSO à la base et le SSE au sommet alors que le till de Lennoxville affiche plutôt une direction typiquement SE. Une exploration des trains de dispersion de blocs erratiques de syénite (nordmarkite) provenant du mont Mégantic confirme aussi les résultats des trames de till, soit un écoulement glaciaire vers le SE. Toutes les unités sont également présentées dans cet article comme étant d'âge wisconsinien, sauf les sédiments pré-Johnville qui sont ici associés au Sangamonien. Cette datation relative est uniquement basée sur les âges ^{14}C obtenus

avec la matière organique présente dans la Formation de Massawippi à trois sites, qui la datait à plus de 54 000, 41 500 et 40 000 ans ¹⁴C BP, pendant que trois autres sites donnaient une date trop ancienne pour la méthode de datation. Les auteurs sont ainsi tentés de corréliser ces sédiments aux sédiments de St-Pierre-les-Becquets, sur la plateforme du Saint-Laurent, âgés entre 64 000 et 67 000 ans ¹⁴C BP. Aucun indice d'un écoulement provenant de la Nouvelle-Angleterre n'a été observé par ces auteurs autant dans la région de Richmond et Sherbrooke, qu'à La Patrie ou Lac-Mégantic, mettant ainsi de l'avant la théorie d'un écoulement du nord-ouest vers le sud-est lors du Lennoxville. (McDonald, 1964, 1965, 1967, 1968, 1969, 1971; McDonald & Shilts, 1971; Shilts, 1970, 1971).

Lamarche (1971) a présenté, la même année, une nouvelle série de *crags-and-tail* de tailles significatives dans la région de Thetford Mines qui indiquent clairement un écoulement glaciaire vers le nord. Sans néanmoins utiliser ses trouvailles dans le but de prouver sans équivoque l'existence de glaciers de provenance plus locale, il ne néglige toutefois pas l'hypothèse et rouvre alors le débat sur la raison d'être de ces stries observées dans les travaux pionniers de Chalmers en 1898. On y suggère un amincissement de la glace vers la fin de la dernière glaciation, créant alors un mouvement des glaces dans la même direction que la topographie locale, inclinée en général vers la vallée du Saint-Laurent (et donc tendant vers le nord).

Gadd, McDonald et Shilts (1972) ont présenté un récapitulatif des travaux réalisés par les trois chercheurs, combinant les événements glaciaires de chacune de leurs régions respectives, en partant des Appalaches près de la frontière américaine jusqu'à la vallée du Saint-Laurent et ses deux rives, regroupant ainsi la majorité de l'écoumène québécois. On y discute par exemple du système morainique Highland Front, mais aussi de l'invasion par la Mer de Champlain et la Moraine de Saint-Narcisse. À la suite des observations de Lamarche (1971), ils ont théorisé pour la première fois un renversement de l'écoulement glaciaire (*reversal of ice flow*) dans la région. Ce renversement aurait entre autres été possible grâce à une calotte glaciaire sur le plateau appalachien isolée de l'Inlandsis laurentidien pendant le recul progressif de sa marge et l'amincissement de la glace en aval. Les chercheurs ont même pu trouver de nouveaux crags-and-tails de direction nord jusque dans la région de Beauceville, englobant ainsi un territoire encore plus vaste qui aurait pu être affecté par la calotte résiduelle de Thetford Mines. Les auteurs offrent également une nouvelle chronologie de la déglaciation du Québec méridional. D'abord,

ils questionnent le fait que le Maine ait réellement été déglacé depuis 15 000 ans ¹⁴C BP, mais conservent néanmoins cette date comme référence pour la formation de la Frontier Moraine à cause de matériel organique daté à 14 900 ans ¹⁴C BP dans le Unknown Pond, à la frontière entre le Canada et les États-Unis. Cela aurait ainsi permis une déglaciation de toutes les Appalaches ainsi que de la majorité de la vallée du Saint-Laurent en l'espace de 3 500 ans, puisque la Moraine de Saint-Narcisse est, dans son cas, estimée à 11 500 années ¹⁴C BP. La calotte résiduelle de Thetford Mines aurait, elle, existé pendant 2 000 ans ou moins, la moraine Highland Front se serait formée il y a 12 500 ans ¹⁴C BP ou plus tôt et l'épisode de la Mer de Champlain aurait débuté il y a 12 000 ans.

Shilts (1973) se concentre sur la dispersion glaciaire dans le Québec méridional et est devenu une référence dans l'identification et la compréhension de la composition du till de Lennoxville, d'abord et avant tout dans la région de Lac-Mégantic. Il y décrit le caractère homogène du dépôt glaciaire en ce qui a trait à son orientation préférentielle, sa texture, sa composition et sa couleur. Il revient aussi sur la formation de la lentille de Drolet, qui serait issue d'un lobe glaciaire prédatant la glaciation de Lennoxville.

Lamarche (1974) a rapporté des crags-and-tail indiquant des mouvements glaciaires vers le sud, le nord et l'ouest dans la région d'Asbestos, au sud-ouest de Thetford Mines et tout juste au nord de Sherbrooke. Il explique ces mouvements glaciaires divergents de la même façon que ceux présentés en 1971, mais ajoute que l'amincissement se serait possiblement produit en même temps que l'invasion par la Mer de Champlain, créant ainsi une fonte rapide aux altitudes plus basses et un détachement des masses glaciaires locales autour de la vallée du Saint-Laurent, rendant possible un écoulement vers le nord dans la région.

Clément et Parent (1977) ont apporté de nouvelles observations afin de préciser les directions de l'écoulement glaciaire dans les Appalaches. Ils proposent un modèle de déglaciation mis à jour selon les formes morainiques et les dépôts lacustres rencontrés dans les différents secteurs à l'étude. Un paragraphe est également dédié au bassin de la rivière au Saumon et modélise un drainage puissant des eaux du lac proglaciaire d'abord vers le bassin du Bury, puis directement dans la rivière Saint-François. Un lobe glaciaire aurait par ailleurs persisté dans la vallée de la rivière au Saumon et le long du flanc ouest du mont Mégantic, théorisé grâce à deux positions

frontales définies dont la plus ancienne aurait bloqué le drainage des eaux et engendré la formation d'un lac proglaciaire s'évacuant vers l'ouest par un ancien bras de la rivière Ditton, se jetant ensuite dans la rivière Eaton Nord.

Clément et Pelletier (1980) ont présenté une analyse géomorphologique du mont Mégantic, en tissant des liens entre géologie, glaciologie, climatologie et tectonique. Les auteurs tracent finalement un portrait géologique de l'intrusion magmatique qu'est le mont Mégantic ainsi que son paysage appalachien périphérique et apportent quelques détails pertinents à relier au Wisconsinien supérieur. Les versants septentrionaux de la couronne de syénite (nordmarkite) auraient été façonnés de façon plus significative par la glace s'écoulant du nord, créant ainsi des échancrures rocheuses en forme d'auge. La montagne aurait été un obstacle important à l'écoulement glaciaire vers le sud, ce qui explique l'abondance d'erratiques syénitiques en Estrie; fait déjà rapporté par McDonald (1967). Les auteurs ont également observé un grand nombre de blocs granitiques dans les hauteurs des versants du noyau du mont Mégantic, suggérant fort probablement une gélifraction intense lors d'une déglaciation en nunataks. Avec la nature des gélifractions, il est proposé que l'existence des nunataks ait été de courte durée, mais que la périphérie du mont soit restée englacée sous 500 à 600 mètres de glace, engendrant un relâchement isostatique différentiel et donc une fracturation rocheuse d'autant plus intense.

Shilts (1978) offre une étude des variations pétrologiques et chimiques du till présent dans une exposition naturelle de la rivière Samson, un affluent de la rivière Chaudière, en Beauce. Ses travaux lui permettent de confirmer les observations réalisées dans les années précédentes, entre autres par une étude de dispersion glaciaire qui résume, en une seule coupe, une grande partie des mouvements glaciaires connus à l'époque. Par une étude de provenance des tills, une analyse texturale et granulométrique des tills de Lennoxville (incluant la lentille de Drolet) et de Chaudière, en plus d'une décortication des sédiments fins du Gayhurst et du Memphrémagog, Shilts propose un nouveau portrait détaillé du till de Lennoxville mettant de l'avant les variations de l'environnement de sédimentation dans la vallée de la rivière Samson. Il constate entre autres deux membres distincts du till de Lennoxville distingués par leur texture et leur composition minéralogique.

Shilts (1981) présente un travail exhaustif sur la géologie quaternaire de la région de Lac-Mégantic. Il s'agit d'une longue exploration de la géomorphologie glaciaire du haut du bassin de la Chaudière, à laquelle s'ajoute une discussion en profondeur sur les différents événements glaciaires et postglaciaires qui ont affecté la région. L'histoire quaternaire est abordée, en accord avec les dépôts de surface élaborés plus tôt, et est complétée de la grande variété de systèmes morainiques retrouvés dans la région, d'abord avec la Moraine Frontalière (*Frontier Moraine*), puis avec deux nouvelles : la Moraine de Ditchfield et la Moraine de Mégantic. Ces deux nouveaux systèmes sont plus jeunes que la Moraine Frontalière et se sont formés plus bas en altitude, plus la marge glaciaire se rapprochait de la vallée du Saint-Laurent. Ces trois systèmes ont probablement subi l'influence du mont Mégantic, bien que la région à l'étude se retrouve principalement à l'est, dans le haut du bassin de la Chaudière.

Parent (1987) se concentre lui aussi sur les formes et dépôts glaciaires des Appalaches québécoises en semblant s'inspirer sensiblement du rapport de Shilts (1981), mais calqué pour la région d'Abestos (nouvellement Val-des-Sources) et Valcourt, plus à l'ouest que celle de Lac-Mégantic. Cette étendue correspond environ à l'entre-deux des publications de McDonald (1967 : Shebrooke-Richmond) et McDonald (1969 : Sherbrooke-La Patrie). La thèse de Parent agit donc comme une sorte de mise à jour exhaustive avec les nouvelles connaissances et techniques acquises au fil du temps. Comme nouvel apport scientifique, Parent schématise une ligne de partage glaciaire (*ice divide*) de l'écoulement tardiglaciaire dans la région de Thetford Mines, afin d'expliquer la pauvreté en clastes du Bouclier canadien décelée par Shilts (1981) dans la région de Lac-Mégantic, plus au sud. L'idée du *ice divide* n'est pas nouvelle : elle est le fruit d'années d'incertitudes liées à la présence de formes indiquant une direction d'écoulement vers le nord, telles que relevées à plusieurs reprises depuis Chalmers (1898).

Lamothe, Parent et Shilts (1992) collaborent à une mise à jour des découvertes qui ont trait aux débuts de la glaciation wisconsinienne et de l'interglaciaire du Sangamonien dans le sud du Québec. Ils associent pour la première fois les différents sédiments selon les stades isotopiques marins. Les auteurs proposent aussi une corrélation entre les unités lithostratigraphiques quaternaires des Basses-terres du Saint-Laurent et celles des Appalaches. La formation de Massawippi est la première à être datée (tel que discuté plus tôt) et abordée dans cette recherche dû à ses conditions de drainage normales et ses sédiments tourbeux retrouvés à l'intérieur dont la

composition témoignerait d'une faune et flore arctique à l'époque de sa mise en place. On y réitère les dates radiocarbone mesurées par McDonald (âge >54 ka ¹⁴C BP à la rivière Ascot) et Shilts (âge >40 ka ¹⁴C BP à la rivière Grande Coulée, >53 ka ¹⁴C BP à la rivière des Plantes) et les compositions clastiques des différents tills. Un âge supérieur à 20 ka ¹⁴C BP a aussi été obtenue pour la formation de Gayhurst par McDonald et Shilts, mais les auteurs jugent cette date comme étant problématique, les sédiments lacustres de Gayhurst étant considérés comme datant du Wisconsinien moyen. Les auteurs demeurent d'accord avec la corrélation entre les tills de Bécancour et de Jonhville, tous deux issus de l'Illinoien, notamment confirmé par la découverte de nouvelles coupes. Cependant, la découverte de deux unités non-glaciaires distinctes au sein des sédiments St-Pierre vient réellement remettre en question sa corrélation avec la formation de Massawippi, surtout que cette dernière pourrait être interglaciaire. Les auteurs proposent ainsi deux hypothèses : la première corréle les sables de Lotbinière et la formation de Massawippi en considérant le till Lévrard comme un analogue du till Chaudière, alors que la seconde propose plutôt que toute la séquence Chaudière-Gayhurst-Lennoxville soit analogue au till de Gentilly et toute la séquence Lotbinière-Deschaillons-Lévrard-St-Pierre soit associée à la formation de Massawippi (Figure 1.7). Cette deuxième hypothèse suggère donc que la Formation de Gayhurst aurait été mise en place pendant un retrait partiel de la glace au-dessus des Appalaches, lequel n'aurait pas atteint les Basses-terres du Saint-Laurent.

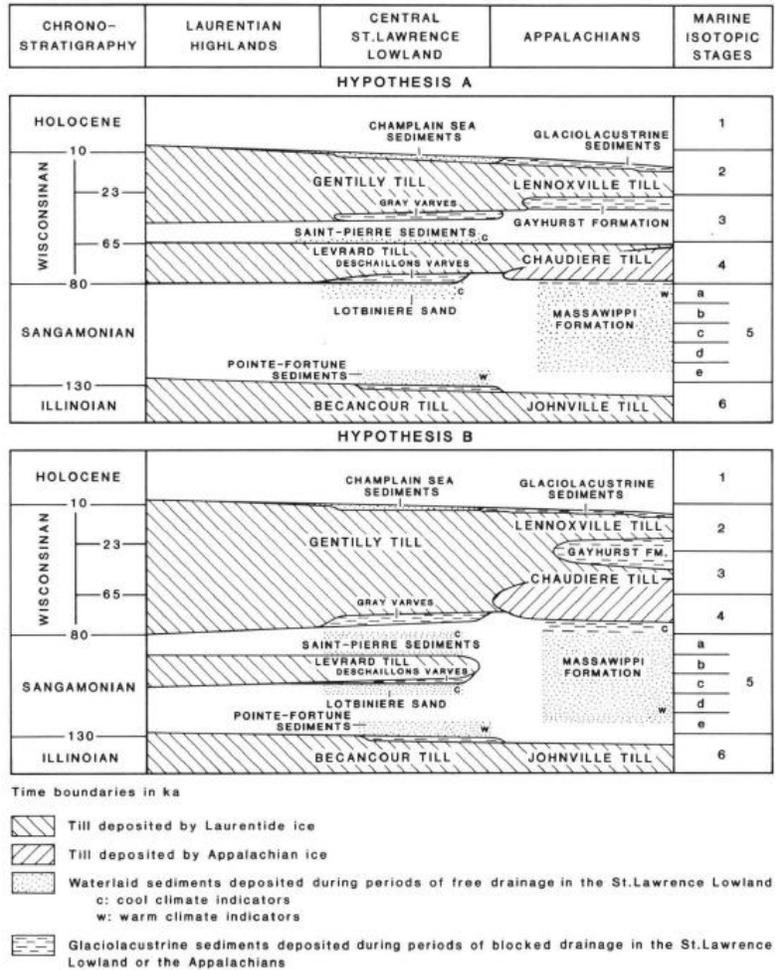


Figure 1.7 Les deux hypothèses de cadre stratigraphique pour les basses-terres du Saint-Laurent et les Appalaches, telles que décrites et schématisées dans Lamothe, Parent et Shilts (1992)

Parent et Occhietti (1999) dressent une chronologie de la déglaciation qui concerne surtout les basses-terres du Saint-Laurent. Ils proposent une hypothèse afin d'expliquer le renversement des courants glaciaires lors de l'amincissement de la glace dans les pourtours de la vallée du Saint-Laurent : cet évènement, le *St. Lawrence Ice Stream*, aurait influencé la majeure partie de la déglaciation du Québec méridional en plus d'expliquer la présence des stries et crags-and-tail orientés vers le nord qui ont suscité autant de débat dans le dernier siècle (Chalmers, 1898; Clark, 1937; Lamarche, 1971; 1974).

Occhietti *et al.* (2001) étudient le Quaternaire du sud du Québec en entier et l'évolution complète de sa déglaciation, de l'océan Atlantique au large du Maine et de la Nouvelle-Écosse à ses dernières masses de glace. La contribution la plus importante de cet article demeure toutefois l'explication et l'analyse du Courant glaciaire du Saint-Laurent (*St. Lawrence Ice Stream*; Parent et Occhietti, 1999) et ses liens directs avec les formes d'érosion glaciaire retrouvées de plusieurs orientations autant au nord qu'au sud de la vallée du Saint-Laurent. Les différents témoins des directions d'écoulement et des positions marginales du glacier sont aussi associés aux variations climatiques connues du Pléistocène. La Moraine de Saint-Narcisse est associée au Dryas récent (ou Dryas III, tel que présenté par les auteurs), mais si l'on se fie aux fluctuations climatiques, les moraines appalachiennes seraient quant à elles des manifestations du Bölling, une période d'oscillation climatique propice à la formation de systèmes morainiques. Un important travail de retraçage de tous les systèmes morainiques du sud du Québec est d'ailleurs réalisé et résumé en une carte détaillée de chaque position marginale connue et son nom associé. On y voit notamment un tracé théorique de la moraine de Ditchfield, où le système morainique semble épouser la forme du mont Mégantic et suggère un lobe glaciaire de chaque côté de la montagne. Une chronologie des événements de la déglaciation du Québec méridional est finalement aussi proposée à la suite d'une critique ouverte à l'endroit des datations radiocarbone et de la méthodologie utilisée dans les travaux antérieurs.

Caron (2012) a réalisé un travail exhaustif couvrant les bassins-versants des rivières Saint-François et Chaudière, ce qui comporte évidemment le massif du mont Mégantic. En plus d'une cartographie des dépôts de surface, des dates acquises par luminescence sont présentées pour la fin du Sangamonien, le Wisconsinien moyen ainsi que le Wisconsinien supérieur. Une emphase toute particulière est mise sur les dépôts issus de la Formation de Gayhurst, sédiments retracés afin d'estimer l'extension et les dimensions de ce lac proglaciaire du Wisconsinien moyen. Tous les différents sédiments rencontrés sur le terrain y sont aussi décrits et des parties importantes de cette thèse sont consacrées à la schématisation et l'interprétation des coupes naturelles les plus révélatrices : celles des rivières Grande-Coulée, des Plante, Ascot, Eaton (Eaton Corner), Samson, Eaton Sud, Eaton Nord (New Mexico), Ditton, Chaudière (coupe type de la Formation de Gayhurst et ruisseau Chaudron), Moe, Tomifobia (Stanstead) et Niger. La modélisation tridimensionnelle des dépôts quaternaires rencontrés est d'abord explorée, puis une chronologie

de déposition des sédiments quaternaires est abordée en collaboration avec Michel Lamothe et William W. Shilts. L'auteur poursuit avec une paléogéographie de la Formation de Gayhurst, qui s'attarde ainsi surtout aux événements géomorphologiques du Wisconsinien moyen. À l'aide d'analyses palynologiques, de datations par luminescence optique stimulée par infrarouge et par la stratigraphie observée sur le terrain, l'auteur arrive à mieux corrélérer les unités des Appalaches avec celles de la vallée du Saint-Laurent et offre les dates connues dans un schéma révisé (Figure 1.8). Il s'agit du plus récent ouvrage majeur concernant les dépôts de surface et la géologie quaternaire de la région du mont Mégantic et sa périphérie directe.

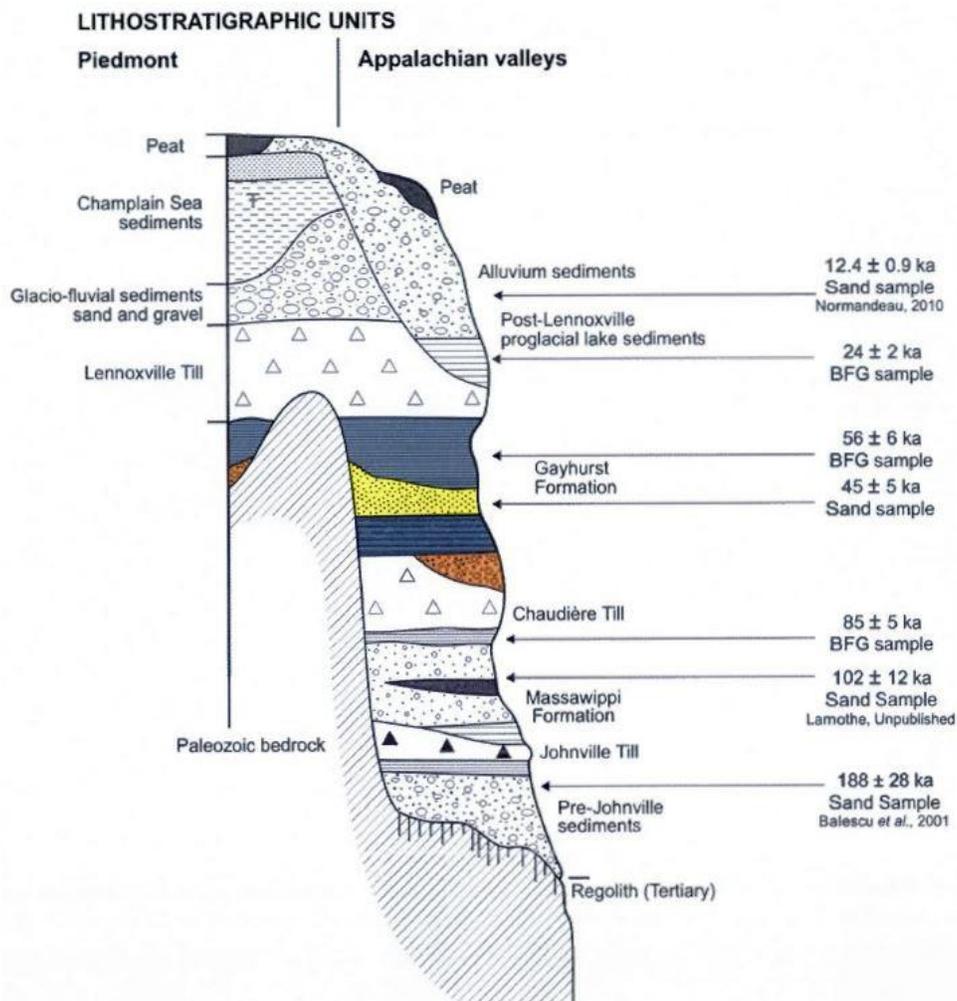


Figure 1.8 Cadre lithostratigraphique révisé des Appalaches du sud du Québec, incluant les dates obtenues pour chacune des unités observées (Caron, 2012)

1.5.2 Reconstitution des lacs proglaciaires régionaux

McDonald (1965, 1967, 1968), Gadd, McDonald et Shilts (1972), Clément et Parent (1977) ainsi que Shilts (1981) ont tous contribué aux premières hypothèses quant à l'extension des lacs proglaciaires lors du retrait progressif du glacier Lennoxville. Ils ont développé un fort bagage théorique, entre autres pour ce qui a trait aux phases du lac proglaciaire Memphrémagog et au taux de relèvement isostatique.

Larocque, Gwyn et Poulin (1983) se sont basés sur cet héritage afin de cosigner une étude concentrée sur la déglaciation des hauts bassins des rivières au Saumon et Chaudière. Leur travail consiste principalement en un historique de l'évolution glaciolacustre des deux bassins, modélisé selon les formes de contact glaciaire et les dépôts deltaïques rencontrés. Les auteurs y distinguent 24 phases commençant par le début de la déglaciation du Québec méridional jusqu'à l'étendue maximale des lacs proglaciaires au Saumon et Chaudière. Il s'agit d'une première reconstitution exhaustive des paléolacs de la région, importante tout spécialement étant donné son intérêt pour le mont Mégantic et les multiples exutoires lacustres et leurs altitudes actuelles, encore observables de nos jours. Une méthodologie de retraçage des anciens lacs y est également proposée et appliquée.

Larocque (1999) avait comme objectif de combler le vide laissé par le dernier siècle de recherches géomorphologiques dans la région des Appalaches en s'attaquant à toute la dynamique des lacs tardiglaciaires, des eaux de fonte, des positions bordières et des sens des derniers mouvements glaciaires du sud du Québec. Se concentrant sur le haut du bassin-versant de la rivière Saint-François, son terrain d'étude touche donc directement la région du mont Mégantic. Il présente une reconstitution d'un peu plus de 300 anciens plans d'eau qui ont été retracés, incluant 36 lacs proglaciaires et 26 lacs résiduels. Il se sert de ces informations pour ensuite établir les anciennes positions de la bordure glaciaire et les derniers mouvements de l'Inlandsis au sein des vallées du Sud du Haut Saint-François (Figure 1.9).

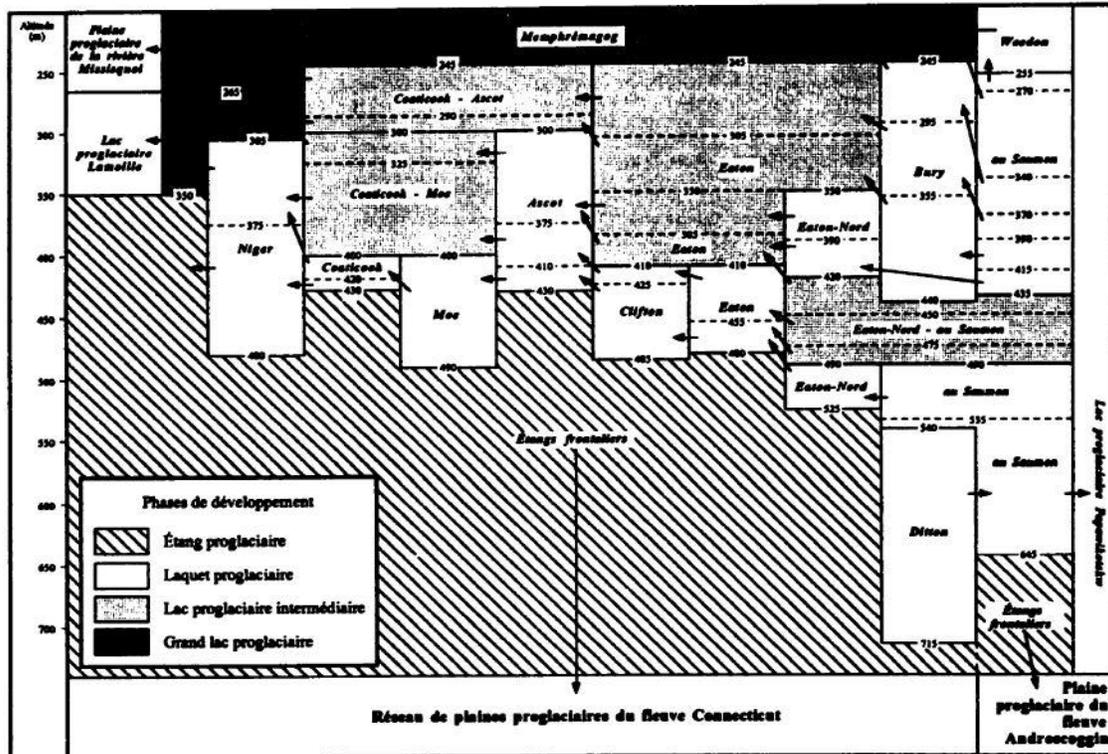


Figure 1.9 Chronologie des lacs proglaciaires du Sud du Haut Saint-François, selon Larocque (1999)

Gagnon (2006) a réalisé un travail récapitulatif de celui de Larocque (1999) dans le cadre d'un mémoire de maîtrise axé précisément sur le massif du mont Mégantic. Après une description de la région, elle tente de revisiter les sites d'accumulation de dépôts fins présentés par ce dernier cinq ans plus tôt, mais n'a pu retracer les formes associées aux altitudes de 910 mètres au ruisseau Deloge et 570 mètres dans le massif et sa périphérie directe.

Caron (2012) a couvert l'entièreté des bassins-versants des rivières Chaudière et Saint-François, mais dans une optique de reconstitution du lac proglaciaire Gayhurst. Ce lac, bien que pré-datant la glaciation de Lennoxville, a néanmoins influencé la déposition sédimentaire qui a suivi dans plusieurs sites. Une telle étude permet ainsi de mieux comprendre de quelles façons ont pu se déposer les dépôts quaternaires fins lors du tardiglaciaire, considérant le mode de retrait glaciaire vers le NO et la topographie des Appalaches favorisant l'obturation glaciaire.

CHAPITRE 2

MÉTHODOLOGIE

La réalisation de ce mémoire s'est échelonnée en plusieurs étapes-clés, depuis janvier 2020 à décembre 2022. Tout d'abord, le projet a débuté par une photo-interprétation préliminaire, puis s'est poursuivi avec trois campagnes de terrain et une série d'analyses en laboratoire. Ces données ont ensuite permis une photo-interprétation finale jumelée à une compilation des unités lithostratigraphiques observées (Chapitre 3). Le tout a pavé la voie vers les analyses numériques nécessaires à la paléogéographie quaternaire du Chapitre 4.

2.1 Photo-interprétation préliminaire

Entre janvier et mai 2020, un premier regard sur la région d'étude a été réalisé par le biais d'un modèle numérique de terrain au LiDAR (acronyme pour *Light Detection and Ranging*). Ce jeu de données matricielles, disponible publiquement depuis le site *ForêtOuverte*, lui-même chapeauté par le Ministère des Forêts, de la Faune et des Parcs du Québec, permet la visualisation de l'altitude régionale avec une résolution d'un mètre. Pour la région administrative de l'Estrie, ces données ne sont disponibles que depuis 2019, faisant de ce mémoire l'un des premiers à les utiliser. Ce modèle numérique de terrain a ensuite pu être converti en modèle de terrain ombré de résolution identique grâce à l'outil *Hillshade* du logiciel ArcMap. Son azimuth a été déterminé à 90° et son altitude à 45°. À partir de celui-ci, il était déjà possible d'identifier différentes formes glaciaires et postglaciaires de la région d'étude. Plusieurs formes dont l'origine était incertaine ont aussi été identifiées en vue d'une éventuelle vérification sur le terrain. Une mosaïque d'images aériennes du printemps 2013 couvrant toute l'Estrie avec une résolution de 0,2 m a aussi été utilisée aux mêmes fins.

2.2 Campagnes de terrain

2.2.1 Première campagne d'observation sur le terrain

Une première campagne d'observations directes sur le terrain a été effectuée du 9 au 19 juin 2020. Son objectif était de valider l'interprétation des formes et des dépôts superficiels réalisée par la

photo-interprétation sur la plus grande étendue possible du territoire du mont Mégantic tout en décrivant un maximum d'unités lithostratigraphiques et de formes à partir de coupes naturelles. Un total de 143 sites ont été visités pendant ces dix jours (Figure 2.1) et chacun a été décrit selon les types de formes et de dépôts observés et leurs caractéristiques sédimentologiques et stratigraphiques. Ceux-ci se concentraient principalement sur le massif du mont Mégantic, notamment les vallées des ruisseaux de la Montagne, Fortier et Deloge. La longue durée du séjour a permis d'explorer les endroits les plus éloignés du réseau routier, notamment la partie sud du massif qui a été majoritairement couverte en véhicule tout-terrain.

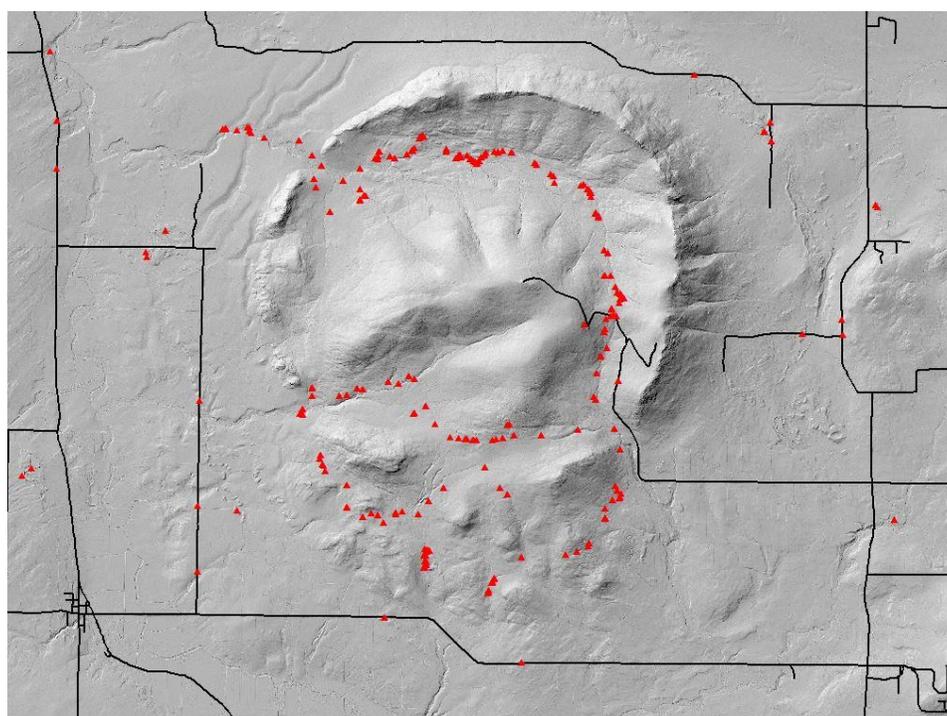


Figure 2.1 Localisation des sites d'observation visités lors des travaux de terrain de l'été 2020

2.2.2 Seconde campagne d'observation sur le terrain

Une seconde campagne de terrain a eu lieu du 3 au 10 août 2020. Cette campagne sur le terrain, avait comme objectif principal de décrire plus en détails la sédimentologie et la stratigraphie des coupes et de récolter des échantillons en vue d'analyses granulométriques et de comptages pétrographiques. Des mesures de paléocourants au sein des deltas et des fabriques de clastes

contenues dans une coupe de till (secteur de Franceville) ont notamment été effectuées durant ce second séjour sur le terrain.

2.2.3 Troisième campagne d'observation sur le terrain

Une troisième campagne de terrain s'est échelonnée du 28 mai au 3 juin 2021. Les objectifs de ce séjour au Parc national du Mont-Mégantic étaient de valider l'existence des deltas glaciolacustres observés par photo-interprétation et d'échantillonner leurs sédiments en vue d'analyses granulométriques. Une autre trame de till a aussi été réalisée, à nouveau dans le secteur de Franceville, dans un till plus récent et à granulométrie beaucoup plus fine (voir section 3.2.1).

2.2.4 Techniques de terrain

La description de la stratigraphie et des caractéristiques sédimentologiques (texture, structure, épaisseur) des sédiments observés sur le terrain a été réalisée à l'aide d'une prise de note basée sur la grille d'observation des géofiches du Ministère des Ressources naturelles du Québec. Chaque arrêt réalisé sur le terrain a été enregistré, décrit et situé géographiquement à la fois à l'aide d'un appareil GPS conventionnel et avec l'application mobile *Avenza*. Cette application permet de géolocaliser ses arrêts directement sur le modèle de relief ombré dérivé du LiDAR, en plus d'y attacher une photo et une description. Ces données peuvent ensuite être directement transférées au sein d'un projet ArcMap et ainsi contribuer à la cartographie des formes et dépôts de surface. L'utilisation d'*Avenza* sur le terrain permet également de s'orienter efficacement afin de se rendre aux arrêts désirés, surtout dans une région densément végétalisée comme celle du mont Mégantic.

2.3 Analyses en laboratoire

2.3.1 Comptages pétrographiques

Afin d'analyser la composition lithologique du till dans un objectif de préciser sa provenance et en déduire l'orientation du transport glaciaire, des clastes ont été échantillonnés (n=379) aléatoirement au sein de deux fenêtres distinctes faisant 1 m par 1 m dans une coupe de till du secteur Franceville. Seule la fraction plus grande que 4 mm a été conservée pour cette analyse. En fonction de la nature des roches environnantes décrites sur la carte de Tremblay *et al.* (2015) et du rapport de Perrot *et al.* (2020), quatre classes lithologiques ont été choisies: les roches

métasédimentaires, les calcaires, les roches ignées et finalement les roches métavolcaniques. La détermination de la nature lithologique des clastes a été effectuée par une analyse visuelle et par des tests à l'acide chlorhydrique (10% HCl) pour les roches carbonatées. Les résultats de chaque classe ont ensuite été compilés sous forme de pourcentages.

2.3.2 Analyse granulométrique

La totalité du protocole créé et mis en œuvre précisément pour les analyses granulométriques de ce mémoire est disponible intégralement à l'Annexe B. Ce dernier est basé sur les travaux en palynologie de Traverse (2008) et Riding (2021), de même que les études en archéologie de López (2017) et en géomorphologie dynamique côtière de Switzer & Pile (2015).

En résumé, pour tous les échantillons sauf ceux très fins, un tamisage manuel a été réalisé à l'aide d'une colonne de tamis afin d'en séparer les sables, les silts et les argiles. Des tamis USA Standard suivant l'échelle de Wentworth ont été utilisés sur un appareil de secouage Retsch AS200. Le processus de défloculation a été réalisé en utilisant une solution d'hexamétaphosphate (pyrophosphate dans le protocole). Les analyses granulométriques pour la fraction < 2 mm ont été réalisées par diffraction au laser à l'aide de l'appareil Fritsch Analysette 22 dont les consignes de manipulation qui lui sont propres sont documentées dans FRITSCH (2015). La méthode humide a été utilisée pour réaliser ce travail et un même échantillon a été mesuré trois fois par soucis de reproductibilité.

2.4 Compilation cartographique finale des unités lithostratigraphiques

La compilation finale des formes et des dépôts superficiels de la région du mont Mégantic a été créée à l'aide des logiciels *ArcMap 10.5* et *ArcPro*, issus de la suite *ArcGIS*. Des couches vectorielles (polygones, lignes et points) ont été tracées au-dessus du modèle numérique de terrain ombré à résolution d'un mètre et de la mosaïque régionale des photos aériennes de l'Estrie prises en 2013 à résolution de dix centimètres. À des fins d'identification du roc et des minces épaisseurs de till, un modèle de pentes a aussi été créé grâce à l'outil *Slope*, puisque les endroits aux pentes abruptes comme les versants du mont Mégantic ne sont pas propices à l'accumulation de dépôts meubles.

Les couches vectorielles représentant les formes et les dépôts superficiels de la région couvrent l'entièreté du feuillet cartographique 21E06NE et empiètent sur une partie des feuillets 21E06NO, 21E06SE, 21E06SO, 21E07NO, 21E07SO, 21E10SO, 21E11SE et 21E11SO. Ce choix d'étendue se justifie avec l'inclusion de tout le bassin de la rivière au Saumon de sa source jusqu'au pluton de Scotstown et du haut des rivières Clinton, Bergeron et Eaton Nord. Ces bassins sont tous d'une importance capitale dans la compréhension paléogéographique quaternaire de la région, tout particulièrement pour leurs lacs glaciaires.

Chaque élément matriciel ou vectoriel utilisé pour cette cartographie utilise la projection Mercator transverse modifiée (MTM) paramétré pour la Zone 7. Cette dernière utilise le datum NAD83 du Système canadien de référence spatiale (CSRS) et l'ellipsoïde GRS 1980. Elle est communément utilisée par le Ministère des ressources naturelles du Québec au sein de produits cartographiques officiels.

La cartographie des formes et dépôts de surface a été réalisée en se basant sur la légende des formations superficielles standardisée de la division québécoise de la Commission géologique du Canada, proposée par Parent *et al.* (2010).

2.5 Analyses géomorphologiques par systèmes d'information géographique

2.5.1 Application du taux de gauchissement de 0,9 m/km au MNT régional

Le gauchissement causé par la différenciation du relèvement isostatique lors du retrait des glaces a influencé la formation et l'étendue des lacs glaciaires dans la région du mont Mégantic. Le seul lac glaciaire ayant eu une étendue suffisamment grande pour y calculer un taux de gauchissement est celui contenu au sein de la vallée de la rivière au Saumon. Les quelques deltas associés à sa phase la plus étendue ont permis d'y estimer un gauchissement d'orientation NNO avec un taux de 0,95 m/km, ce qui se rapproche énormément du taux estimé dans la littérature antérieure (Oakley et Boothroyd, 2012 ; Hooke et Ridge, 2015).

Le gauchissement à une échelle régionale peut ainsi être estimé avec confiance à partir des résultats d'autres études réalisées tout juste au sud, en Nouvelle-Angleterre (Oakley et Boothroyd, 2012 ; Hooke et Ridge, 2015). Ces chercheurs ont calculé le rebond isostatique en se fiant à la

relation entre les formes deltaïques quaternaires et le relèvement (*uplift*) de la croûte terrestre. Hooke et Ridge (2015) ont déterminé un taux de gauchissement régional incliné vers le NNO de 0,9 m/km à travers tout le territoire des états du Maine, du New Hampshire, du Vermont, du Massachusetts, du Connecticut et du Rhode Island. Des résultats très similaires avaient été précédemment relatés par Oakley et Boothroyd (2012), qui avaient calculé un taux de relèvement isostatique de 0,85 mètre par kilomètre avec le lac glaciaire Hitchcock, dans le bassin du fleuve Connecticut. Le taux de 0,9 m / km est celui qui a été retenu dans le cadre de ce mémoire, étant le plus récemment obtenu et le plus généralement applicable à travers la Nouvelle-Angleterre, une région directement adjacente au cadre d'étude.

Afin de pouvoir modéliser le taux de gauchissement dans la grande région du mont Mégantic, la méthode de Robitaille (2021) a été appliquée. Un fichier matriciel de tendance (*Trend*) a été créé en traçant d'abord de chaque côté de la zone à l'étude deux lignes parallèles (couche vectorielle) prenant l'axe désiré du gauchissement à travers toute la région étudiée. L'orientation de cet axe était SSE-NNO, afin de poursuivre la tendance observée par Hooke et Ridge (2015) au-delà des frontières étatsunienne et le joindre au modèle de gauchissement du sud du Québec de Parent (1987). Ces lignes ont permis d'y générer des points à chaque kilomètre avec l'outil *Generate Points Along Lines*. Chaque point de cette série s'est ensuite fait attribuer une altitude suivant le taux de relèvement isostatique. Ainsi, le point le plus au SSE avait une altitude de zéro, le deuxième en direction du NNO, 0,9, le troisième 1,8 et ainsi de suite. Après l'attribution d'une altitude pour chaque point, la méthode d'interpolation *Trend* a été utilisée pour obtenir un fichier matriciel de tendance régionale correspondant à ce taux de gauchissement de 0,9 m / km. Un gauchissement sous forme de matrice pour l'intégralité de la région a ainsi été obtenu. L'outil *Raster Calculator* a finalement été utilisé afin d'obtenir un tout nouveau MNT avec des données altitudinales corrigées prenant en compte l'influence du relèvement isostatique lors de la déglaciation. Le MNT gauchi devient dès lors l'outil principal utilisé afin d'estimer l'étendue des phases des lacs glaciaires à partir des formes observées au préalable. Bien que la méthode d'interpolation *Trend* ait généralement été utilisée sur de bien plus grandes superficies, il a semblé opportun de l'appliquer sur un plus petit territoire comme celui du mont Mégantic pour en observer les résultats, tout en conservant une reproductibilité adéquate.

2.5.2 Estimation de l'étendue des lacs glaciaires

Le processus de retraçage des différentes formes associées aux lacs glaciaires et à l'estimation de l'étendue des phases lacustres est directement calqué de la méthode utilisée par Robitaille (2021), elle-même tirée de LaRocque *et al.* (2003).

La première étape de cette reconstitution consiste en un inventaire des formes associées à la déglaciation, généralement des deltas, observées précédemment dans le cadre de la cartographie finale des formes et dépôts de surface. Les altitudes exactes de chaque delta sont ensuite relevées à partir du modèle numérique de terrain. À partir du modèle numérique de terrain gauchi créé à l'étape précédente, il s'agit ensuite d'utiliser les altitudes gauchies des deltas afin de recréer l'étendue probable des phases lacustres. Grâce à cette étendue, il est ensuite possible de retracer les exutoires de chacune des phases lacustres identifiées en fonction de la tendance de retrait de la marge glaciaire.

Les chenaux juxtaglaciaires, lorsqu'associés à un delta, peuvent quant à eux indiquer la position de la marge glaciaire lors de la mise en place de ce dernier. Lorsqu'il s'agit de lacs glaciaires bloqués dans le haut des vallées, ces chenaux agissent aussi parfois comme des exutoires. Les altitudes maximales et minimales de ces chenaux peuvent ainsi être utiles pour estimer l'étendue des lacs glaciaire. Certains chenaux peuvent aussi être aisément raccordés ensemble et dégagent alors une tendance générale de retrait de la marge glaciaire qui peut être appliquée à l'intégralité d'un bassin.

Lorsque l'étendue du lac glaciaire est fixée, il s'agit ensuite d'utiliser l'outil *Raster Calculator* afin de ne garder que les parties du MNT gauchi où l'altitude est égale ou inférieure au niveau lacustre visé. Le résultat de cette transformation doit ensuite être converti en polygone (vectoriel) avec l'outil *Raster to Polygon*. Le polygone résultant est ensuite coupé en fonction de la position de la marge glaciaire estimée et son étendue peut ainsi être présentée au sein d'une figure.

CHAPITRE 3

CADRE LITHOSTRATIGRAPHIQUE RÉGIONAL

Dans ce chapitre, les différentes caractéristiques sédimentologiques, stratigraphiques et morphologiques des unités lithostratigraphiques de la région du mont Mégantic sont décrites et leur répartition spatiale est présentée sur la carte des formes et dépôts superficiels annexée à ce mémoire (Annexe A). Ces descriptions permettent de mieux comprendre les environnements sédimentaires autrefois présents dans la région étudiée. À partir de ceux-ci, il sera possible de proposer une histoire glaciaire et postglaciaire pour le mont Mégantic et sa périphérie directe dans le chapitre 4. Ce chapitre est présenté selon l'ordre de mise en place des dépôts de la région.

3.1 Le roc

Les unités où le substrat rocheux affleure (R) de même que tous les endroits où le roc est recouvert par des sédiments meubles (généralement du till) dont l'épaisseur est inférieure à 30 centimètres, sont associés à la période pré-Quaternaire. Dans la région cartographiée, le roc couvre une superficie de 55,6 km², ce qui représente 10,2% de l'entièreté du terrain étudié. De ce total, 63,4% du roc (ou 35,3 km²) appartient au massif intrusif du mont Mégantic.

Les unités rocheuses sont ainsi principalement présentes au sein du massif du mont Mégantic. Le pluton de Mégantic affiche trois types de roches ignées distinctes : le gabbro, le granite et la syénite. Des affleurements de chacune de ces roches ont été observés sur le terrain, principalement là où les gradients de pentes étaient plus prononcés ainsi qu'au talweg des vallées, où l'action de l'eau a érodé la couverture de sédiments meubles jusqu'à inciser les roches présentes. À plusieurs occasions, surtout le long du ruisseau de la Montagne, plusieurs affleurements rocheux altérés ont été observés. Dans ce secteur, un régolite de gabbro réduit en fragments de la taille de cailloux ou de graviers, parfois même de sables grossiers et moyens a été entaillé par l'érosion fluviale. On y observe même parfois une altération de la roche en forme de boules (Figure 3.1). Ce type d'altération chimique est typique des climats chauds et humides qui auraient régné dans la région lors du Tertiaire (Basham, 1974). Les affleurements rocheux

observés ont ainsi dû être protégés de l'érosion glaciaire depuis lors, sans doute grâce à l'imposante couronne syénitique encerclant le mont Mégantic.

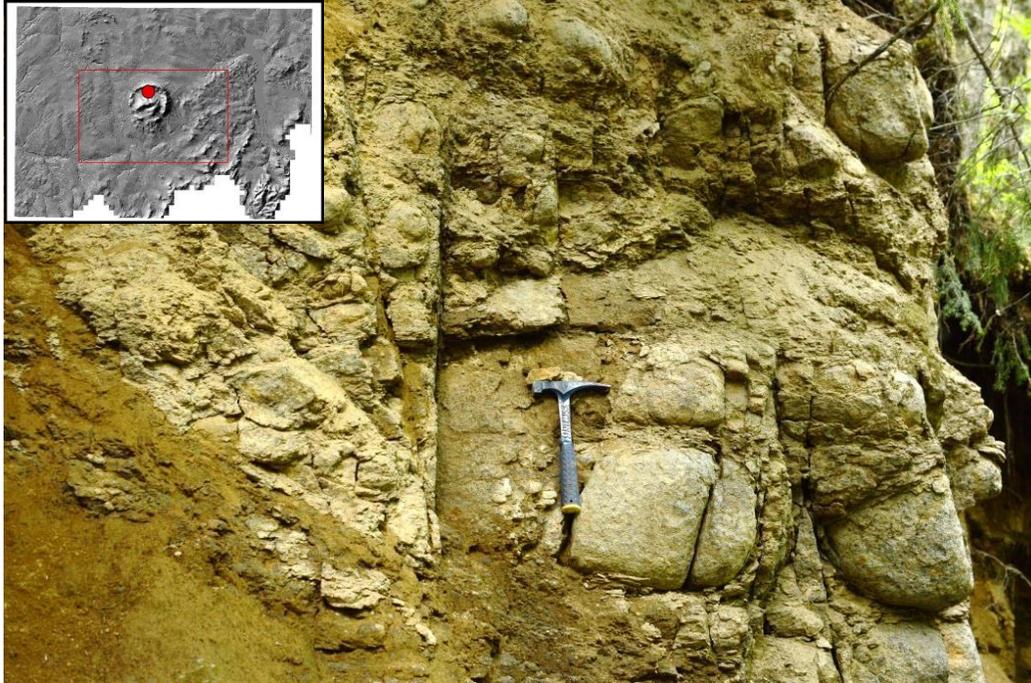


Figure 3.1 Gabbro altéré sous forme de boules, le long du ruisseau de la Montagne, à l'intérieur du massif du mont Mégantic

À l'extérieur du massif intrusif, le roc affleurant fait partie de la Ceinture de Gaspé, surtout composée de roches métamorphiques et sédimentaires. La Formation de Compton, recouvrant la majeure partie de la région étudiée, présente un relief aux pentes douces. Sur le modèle ombré au LiDAR, les structures rocheuses de ces lithologies affichent l'orientation typiquement SO-NE des Appalaches. Les pentes douces de la Formation de Compton favorisent la formation de méandres par les cours d'eau. Sur les pentes plus prononcées de la Formation de Frontenac, on observe une couverture plus mince de dépôts meubles et les cours d'eau montrent de plus forts débits.

3.2 Sédiments glaciaires

On a distingué deux unités lithostratigraphiques glaciaires sur la base de leur épaisseur : le till épais et en couverture continue (Tc; épaisseur supérieure à un mètre) et le till mince en couverture discontinue (Tm; épaisseur de 30 centimètres à un mètre). Dans l'ensemble du

territoire étudié, le till recouvre 83,7% du territoire, ce qui vaut pour 455,7 km². De tous les dépôts superficiels, le till épais en couverture continue (Tc) représente 56,8% de la superficie (ou 309,1 km²) et le till mince en couverture discontinue (Tm) en couvre 26,9% (ou 146,6 km²). Le seul till observé est celui de surface, le till de Lennoxville, le plus récent. Des occurrences du till de Chaudière et de Johnville sont connues le long de certaines rivières des bassins-versants de la Saint-François et de la Chaudière (McDonald, 1967, 1969; McDonald et Shilts, 1971; Shilts, 1978, 1981; Parent, 1987; Caron, 2012), mais aucune n'a été retrouvée dans la zone cartographiée.

3.2.1 Texture

Till de fond

Le till de surface apparaît généralement dans la région comme un diamicton présentant une matrice principalement composée de sables fins à grossiers. Cependant, lorsque défloculés, l'analyse granulométrique révèle que ces sédiments sont plutôt des agrégats de silt et d'argile (Figure 3.2). Une observation similaire a été réalisée par Shilts (1978) pour la sous-unité diamictique la plus près de la surface (*Zone IX*) dans une coupe décrite à la rivière Samson, plus à l'est, dans la région du lac Mégantic. Au site T1 (Figure 3.3), le till de surface a une structure compacte, comme un till de fond, et une couleur brun-gris (Figure 3.4). Il comporte aussi de nombreux cubes de pyrite oxydés de tailles millimétriques au sein de sa matrice, ce qui lui donne une teinte orangée. On y observe aussi des blocs subarrondis décimétriques ou cailloux subanguleux de tailles centimétriques qui sont en concentrations plus élevées que plus en profondeur. Une partie significative de ces cailloux étaient altérés et se désagrégeaient au moindre contact. Ces « fantômes », tels que décrits par Shilts (1981), seraient des roches calcareuses particulièrement friables.

Une unité légèrement différente de till a également souvent été observée dans le nord-ouest du massif du mont Mégantic : il s'agit d'un till présentant une matrice plus dominante, d'aspect grisâtre, rarement oxydée et riche en carbonates, de par sa forte réaction au HCl (site T2; Figure 3.5). Cette matrice est principalement composée de silt et d'argile, mais contrairement à l'unité précédente, elle ne contient que des quantités négligeables de sable (Figure 3.2). Les blocs

décimétriques et les cailloux subanguleux y sont occasionnels et les cubes de pyrite bien que tout aussi nombreux que dans l'unité de till de fond précédente, sont moins oxydés et plus évidents à observer parmi la faible quantité de blocs. Parmi les clastes contenus dans ce till, la majorité était de nature métasédimentaire (85,3%), alors que les autres étaient des calcaires (14,7% ; Figure 3.6). Au site T2, le till devient progressivement plus argileux (Figure 3.2 et Figure 3.7) et plus pauvre en clastes plus l'on se rapproche de la surface. Il demeure très riche en carbonates et sa composition clastique est très similaire, bien qu'on y retrouve des roches ignées (2,2%) et métavolcaniques (0,9%) qui n'apparaissent pas plus bas (Figure 3.8). La nature lithologique et la provenance de ces clastes seront discutées plus en détail au sein du Chapitre 4.

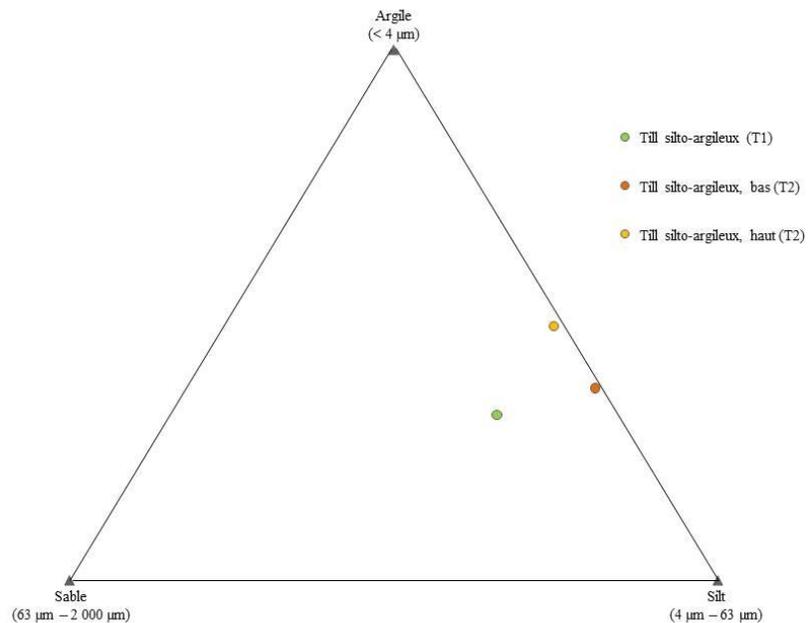


Figure 3.2 Granulométrie des tills de fond observés aux sites étudiés

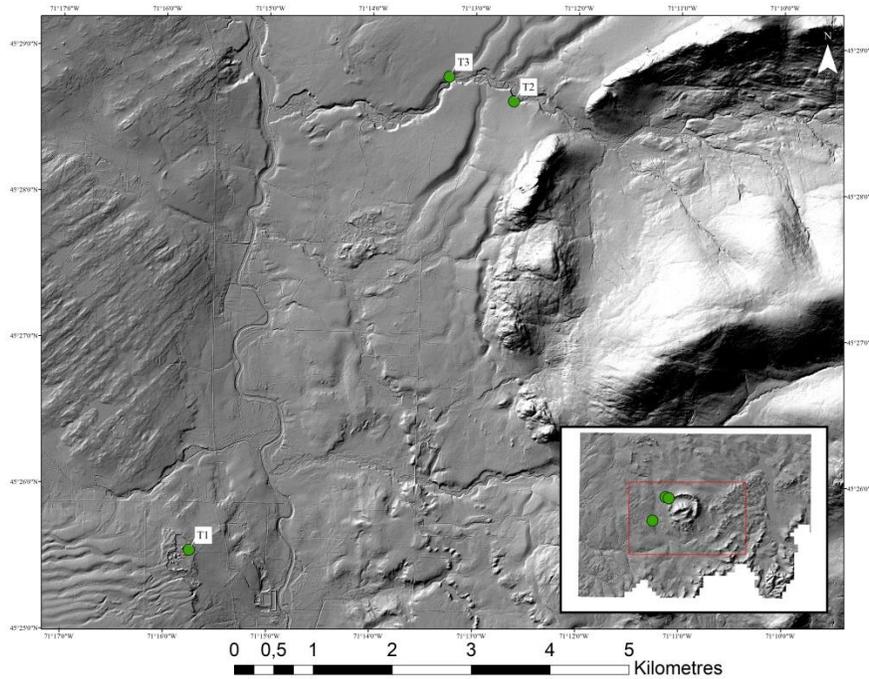


Figure 3.3 Localisation des coupes de till utilisées pour la caractérisation des dépôts glaciaires régionaux



Figure 3.4 Till de fond à matrice principalement silteuse, à l'ESE du massif du mont Mégantic (site T1)



Figure 3.5 Till de fond à matrice silto-argileuse dominante, le long du ruisseau de la Montagne, secteur de Franceville (bas de la coupe - site T2)

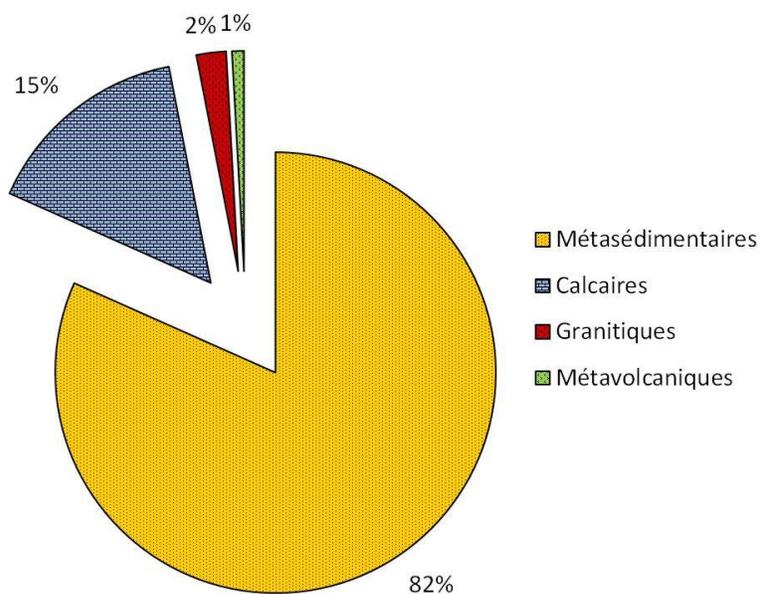


Figure 3.6 Composition lithologique du till échantillonné dans le bas de la coupe du site T2



Figure 3.7 Till de fond à matrice silto-argileuse dominante, le long du ruisseau de la Montagne, secteur de Franceville (haut de la coupe - site T2)

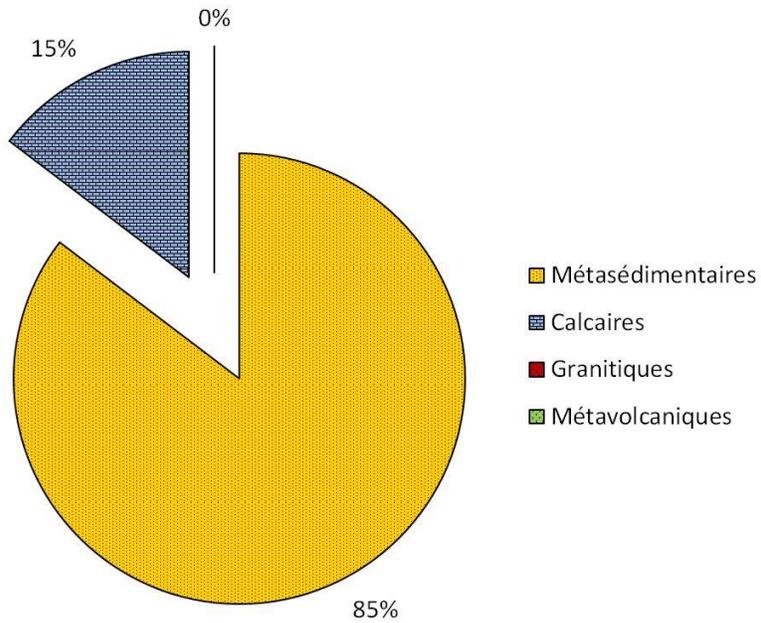


Figure 3.8 Composition lithologique du till échantillonné dans le haut de la coupe du site T2

Till d'ablation

Le till d'ablation est considérablement plus rare que le till de fond, n'ayant été observé qu'à quelques reprises dans la région du mont Mégantic. Au site T3, le long du ruisseau de la Montagne, au nord-ouest du massif du mont Mégantic, il présente une matrice lâche et principalement sableuse, de couleur beige. Il contient une plus forte quantité de blocs et cailloux que le till de fond et a été observé par endroits au-dessus de ce dernier (Figure 3.9). Les clastes contenus à l'intérieur sont généralement subanguleux ou subarrondis.



Figure 3.9 Till de fond à matrice argilo-silteuse recouvert par un till d'ablation, le long du ruisseau de la Montagne, nord-ouest du massif du mont Mégantic (T3)

3.2.2 Structure

Till de fond

Deux analyses de l'orientation préférentielle des clastes contenus dans le till ont été effectuées à la coupe du ruisseau de la Montagne (T2), au nord-ouest du massif du mont Mégantic. Ces

trames de till ont révélé un changement dans l'orientation des clastes contenus dans le till de Lennoxville lorsqu'on se rapprochait de la surface. À la base de la coupe, les cailloux contenus dans le till présentaient une orientation préférentielle ONO-ESE (Figure 3.10). Une seconde orientation plus mineure axée OSO-ENE était aussi observable. Dans le haut de cette même coupe, le till de Lennoxville avait plutôt une orientation préférentielle NO-SE (Figure 3.10).

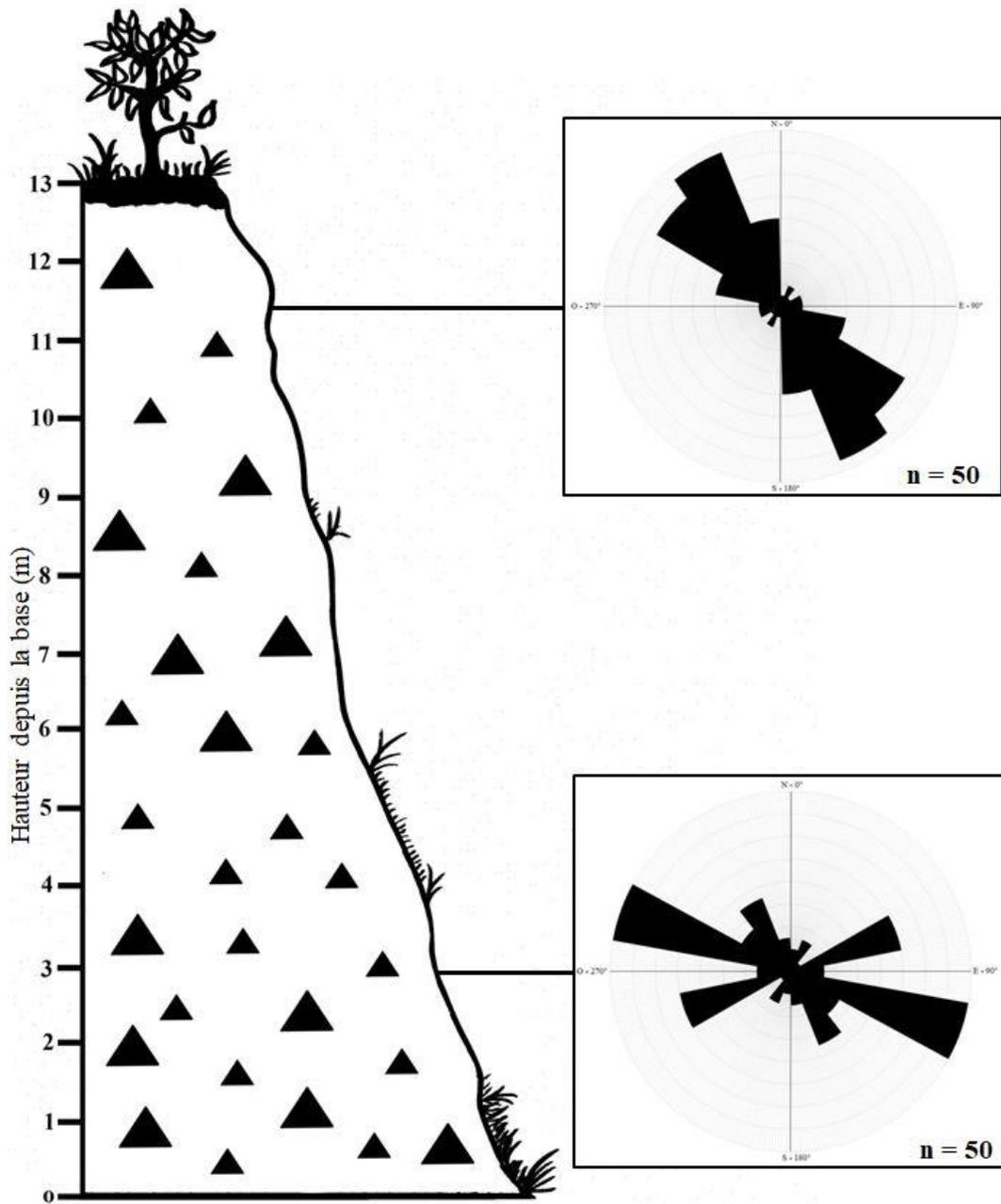


Figure 3.10 Coupe de till du site T2 et orientations préférentielles des clastes

3.2.3 Formes associées

Dans la région étudiée, les unités de till apparaissent la plupart du temps comme de vastes surfaces planes et uniformes avec des pentes douces, sans forme particulière. Cependant, de nombreuses traînées morainiques derrière abris rocheux, ou *crag-and-tail*, ont pu être observées par le biais de la photo-interprétation du modèle numérique ombré au LiDAR.

Traînées morainiques derrière abris rocheux

Dans la région cartographiée, plus de 200 traînées morainiques ont été recensées. La majorité de ces formes fuselées sont localisées près ou au sein du massif du mont Mégantic ou à l'est de celui-ci. Elles indiquent une forte tendance de direction depuis l'ONO vers l'ESE (Figure 3.11). Les plus longues d'entre elles sont localisées tout juste au nord de Val-Racine et font jusqu'à quatre kilomètres de longueur et 30 mètres de largeur. Les reliefs de la Formation de Compton sont plutôt pauvres en crags-and-tail alors que ceux de la Formation de Frontenac en ont conservé beaucoup plus (Figure 3.12).

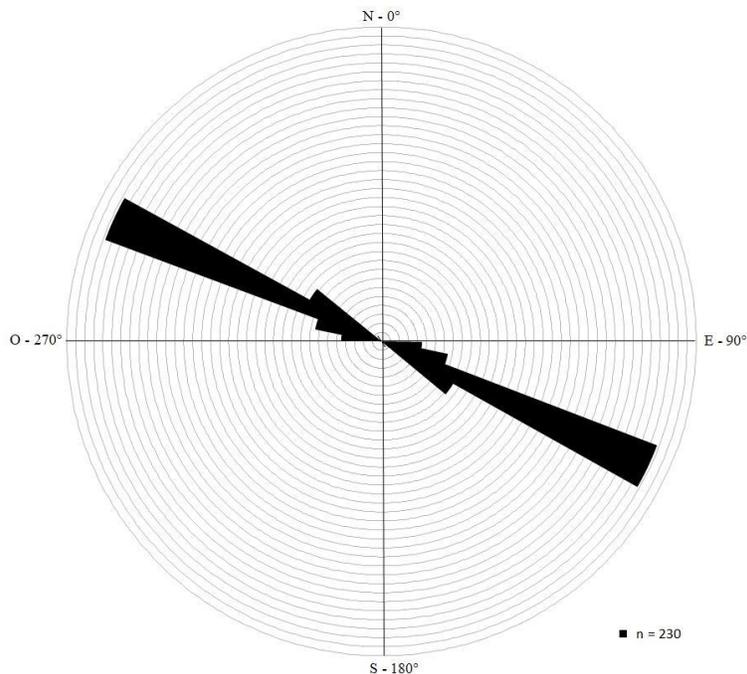


Figure 3.11 Orientation des traînées morainiques derrière abris rocheux observées dans la région du mont Mégantic

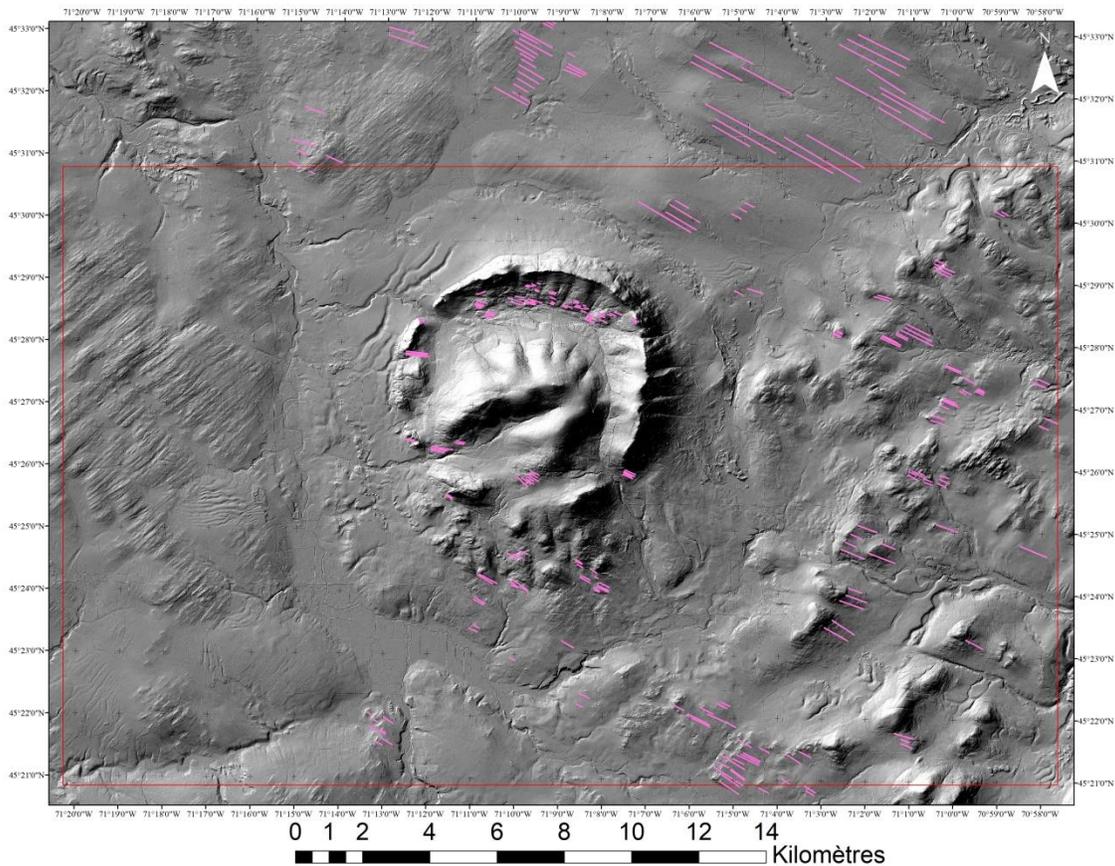


Figure 3.12 Répartition spatiale des traînées morainiques derrière un abri rocheux observées dans la région du mont Mégaric

3.3 Sédiments fluvioglaciaires

Les sédiments fluvioglaciaires sont représentés sous un seul grand environnement de déposition : les sédiments juxtaglaciaires (Gx). Cet ensemble recouvre 1,7% du territoire, pour un total de 9,4 km².

3.3.1 Sédiments juxtaglaciaires (Gx)

Les sédiments juxtaglaciaires observés dans la région prennent soit la forme d'eskers ou de moraines mineures. Chacune de ces formes seront décrites selon leurs dimensions, leur répartition géographique, leur composition sédimentologique ainsi que leur structure. De nombreux chenaux d'eau de fonte d'origine juxtaglaciaire ont aussi été observés, mais ces formes d'érosion seront décrites dans le Chapitre 4 et utilisées afin de préciser les positions de la marge glaciaire lors de la déglaciation.

Eskers

Moins présents plus l'on monte en altitude, les segments d'eskers sont nombreux autour du massif du mont Mégantic et dans les vallées des rivières Victoria, et Clinton (Figure 3.13). Les eskers situés autour du massif du mont Mégantic peuvent atteindre, de manière discontinue, une longueur de près de dix kilomètres, les plus longs segments mesurant jusqu'à 1,6 kilomètre. Leur orientation varie grandement car les successions de segments épousent la forme annulaire du massif du mont Mégantic aux versants nord (SSE-NO), est (NNE-SO) et sud-ouest (SE-NNO). En général cependant, les eskers ont une tendance d'écoulement NO-SE. La largeur de ces segments peut atteindre jusqu'à 120 mètres et leur épaisseur jusqu'à vingt mètres. Parfois, ces eskers peuvent être perlés comme ceux observés au SO du massif du mont Mégantic. Un segment d'esker observé près de la route Chesham, à 1,7 kilomètre au sud de Val-Racine (site JG1; Figure 3.14), présentait une abondance de blocs décimétriques arrondis et subarrondis, des graviers, des gravillons et une matrice composée principalement de sables grossiers (Figure 3.15 et Figure 3.16).

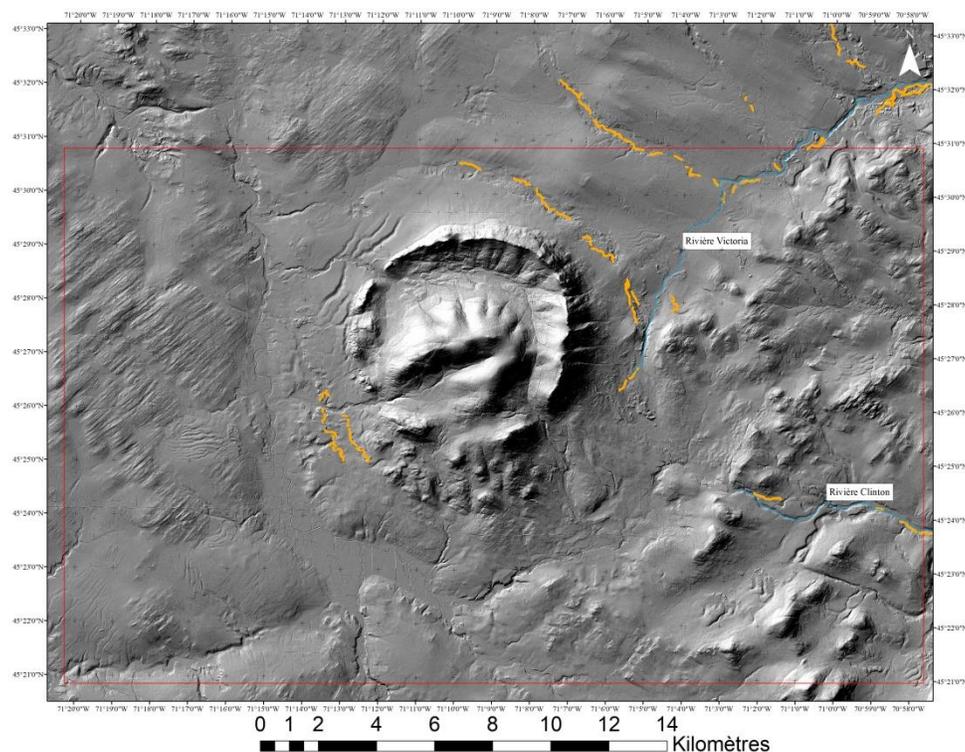


Figure 3.13 Répartition spatiale des segments d'esker (traits oranges) dans la région du mont Mégantic

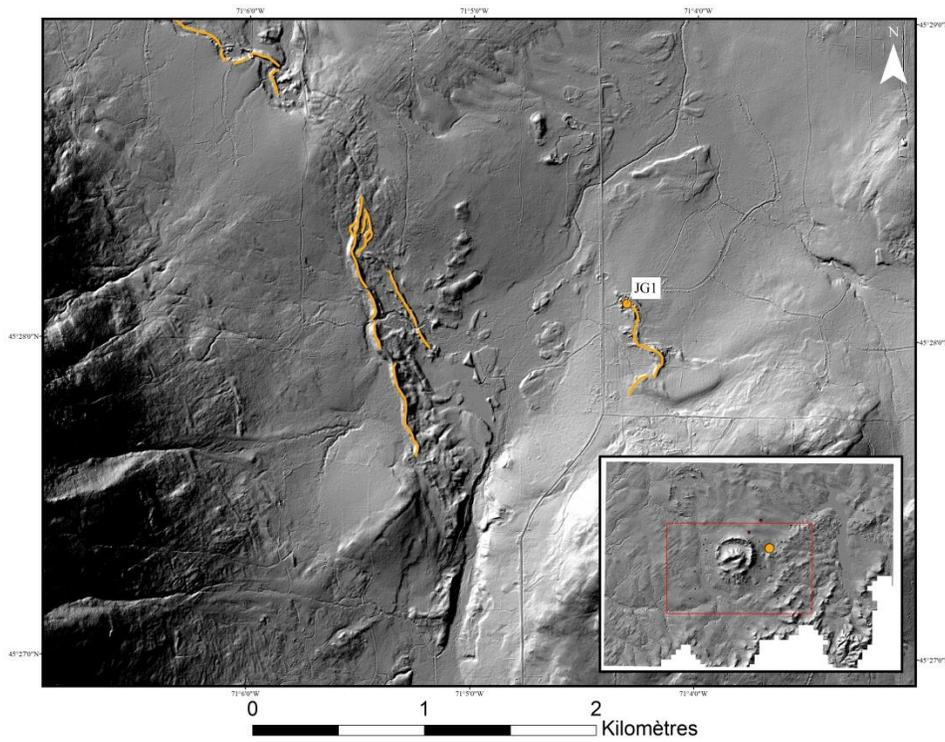


Figure 3.14 Localisation du site JG1 et des autres segments d'esker environnants



Figure 3.15 Coupe dans un esker situé à l'ENE du massif du mont Mégantic, près de la route Chesham, à 1,7 kilomètre au sud du Val-Racine (site JG1)



Figure 3.16 Blocs de tailles submétriques observés dans la partie sommitale de la coupe de l'esker présenté en 3.12 (site JG1)

Moraines mineures

Dans la région du mont Mégantic, un seul bourrelet morainique significatif a été recensé, accolé au nord-ouest du massif du mont Mégantic. Cette moraine mineure d'orientation SO-NE forme un croissant de 750 mètres de longueur, d'un maximum de 100 mètres de largeur et d'une épaisseur allant jusqu'à dix mètres (Figure 3.17). Sur le terrain, ce bourrelet est constitué d'un amas de blocs formant un monticule à peine perceptible sous le dense couvert forestier (Figure 3.18). Un second segment de cette crête morainique apparaît de l'autre côté du ruisseau de la Montagne et un dernier segment d'environ 500 mètres longe le versant du massif.

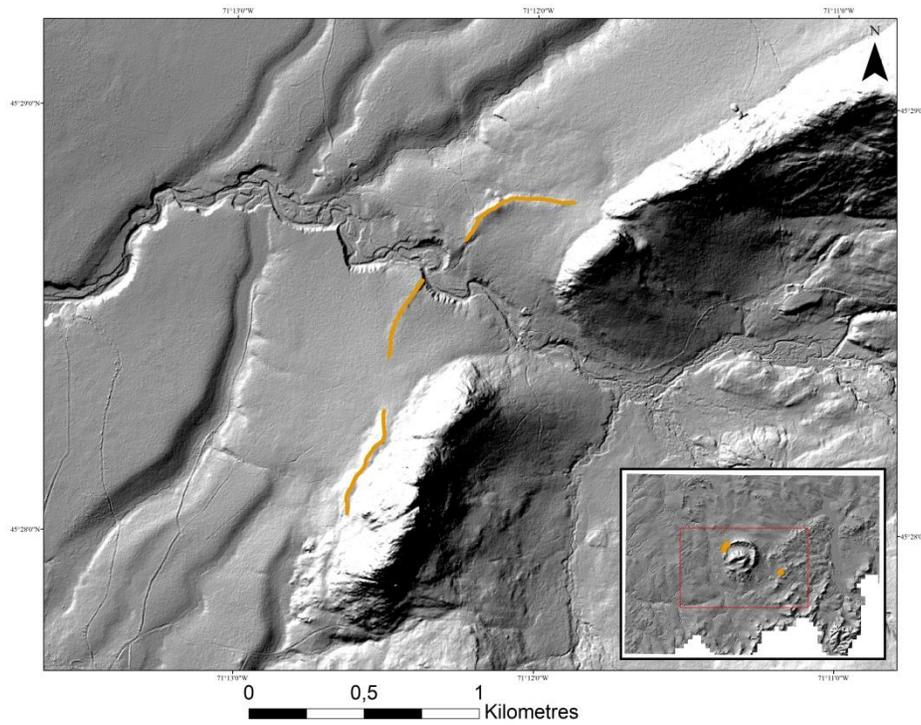


Figure 3.17 Localisation de la moraine mineure observée au nord-ouest du massif du mont Mégantic, dans le secteur Franceville



Figure 3.18 Crête morainique (localisée en 3.15) sous un dense couvert forestier sur laquelle repose un bloc de syénite ; nord-ouest du massif du mont Mégantic

3.4 Sédiments glaciolacustres

Les sédiments deltaïques et prodeltaïques (LGd) constituent la seule unité lithostratigraphique assez étendue pour être cartographiée à l'échelle de la carte produite (1 : 20 000). Ces derniers couvrent une superficie de 5,2 km², ce qui équivaut à 1% de l'ensemble de la région étudiée. Ils ont été regroupés en deux catégories distinctes: les deltas mis en place au contact de la glace et les autres deltas, mis en place depuis le réseau hydrographique normal. Les deltas de contact glaciaire se sont donc développés plus tôt durant la déglaciation, par l'apport des eaux de fonte à la marge glaciaire. Les autres deltas se sont formés aux abords des lacs proglaciaires par l'apport en eau de précipitations provenant des rivières et ruisseaux. L'altitude de ces deltas a été utilisée afin de retracer l'évolution des lacs glaciaires. Localement, comme le long du ruisseau de la Montagne, des sédiments d'eau profonde (rythmites) ont été identifiés sous des dépôts sableux d'origine deltaïque, mais n'étant pas en surface, ceux-ci n'ont pas été cartographiés.

3.4.1 Sédiments deltaïques et prodeltaïques (LGd)

Les sédiments deltaïques et prodeltaïques (LGd), se présentent sous la forme d'accumulations de forme tabulaire, surélevées par rapport au reste du paysage et situées à la périphérie des anciens bassins glaciolacustres qui se sont formés lors de la déglaciation. Un total de 57 deltas ont été identifiés dans la région cartographiée et la grande majorité (37) sont des deltas de contact glaciaire (Figure 3.19).

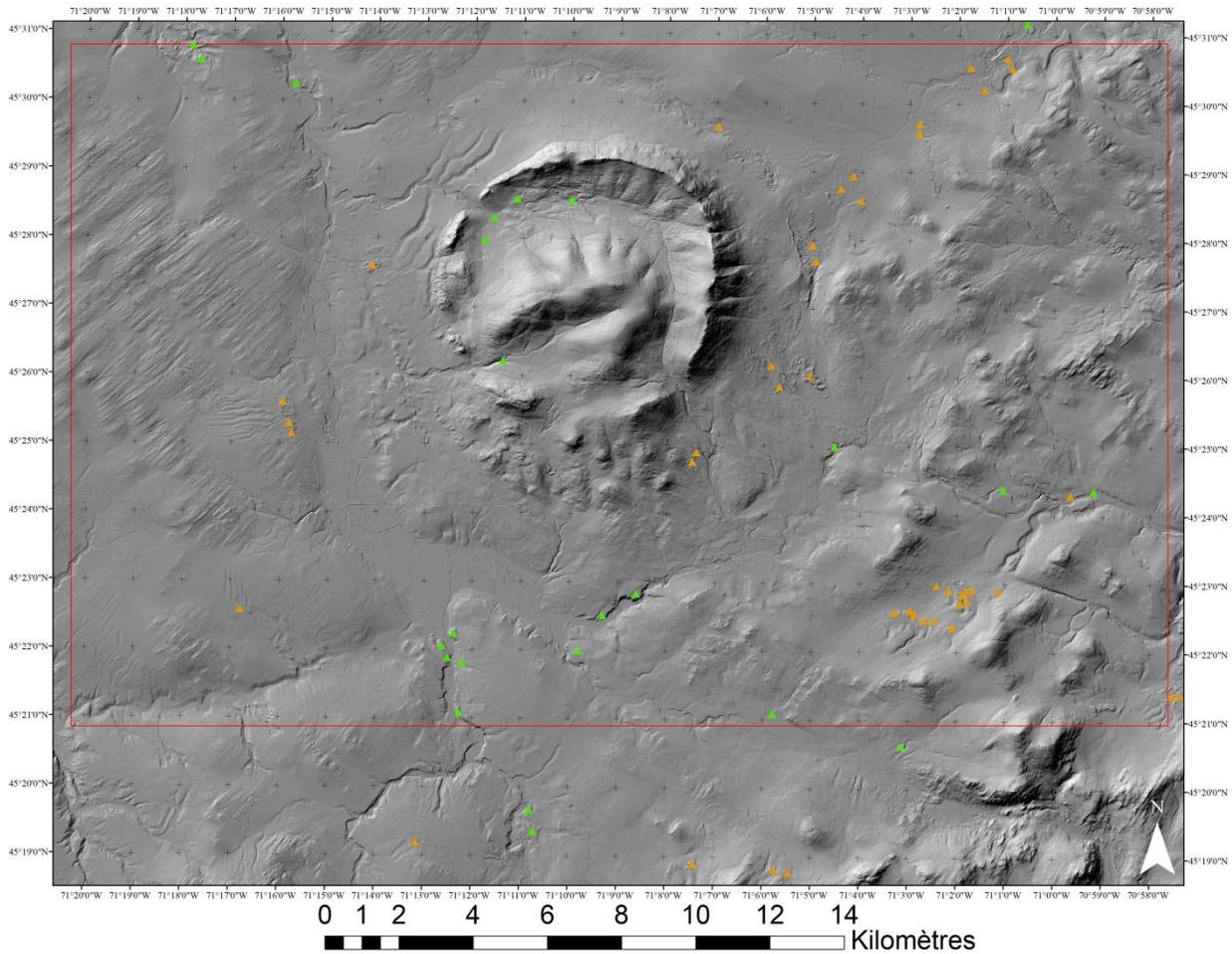


Figure 3.19 Répartition spatiale des deltas de contact (en orange) et autres deltas glaciolacustres (en vert) observés dans la région du mont Mégantic

Deltas de contact glaciaire

Les deltas de contact glaciaire se retrouvent plus souvent qu'autrement au bout de chenaux juxtaglaciaires, ce qui permet d'estimer qu'ils se sont formés en contact avec la marge glaciaire en retrait. Il est aussi possible de remarquer que la taille des chenaux est souvent proportionnelle à la taille du delta associé. À l'ouest-nord-ouest du massif du mont Mégantic, à sept kilomètres au nord de La Patrie et le long du chemin du Quatre Milles, un bel exemple de ce phénomène est observable (site DC1; Figure 3.20). On le retrouve lui-même à l'extrémité d'importants chenaux de fonte juxtaglaciaires depuis le secteur de Franceville. Ses sédiments sont commercialement exploités autant pour leurs sables et graviers (sable à béton et granulats MG-20 pour le domaine de

la construction ; Granulab, 2015) que pour la pisciculture. Ces sédiments forment une accumulation tabulaire légèrement inclinée faisant environ 750 mètres de long, 800 mètres de large et jusqu'à dix mètres de hauteur. Des lits de sables, graviers et cailloux bien triés présentant des stratifications obliques planes et présentant parfois des rides de courant ont été observés. Quelques failles normales ont aussi été notées dans ces accumulations.

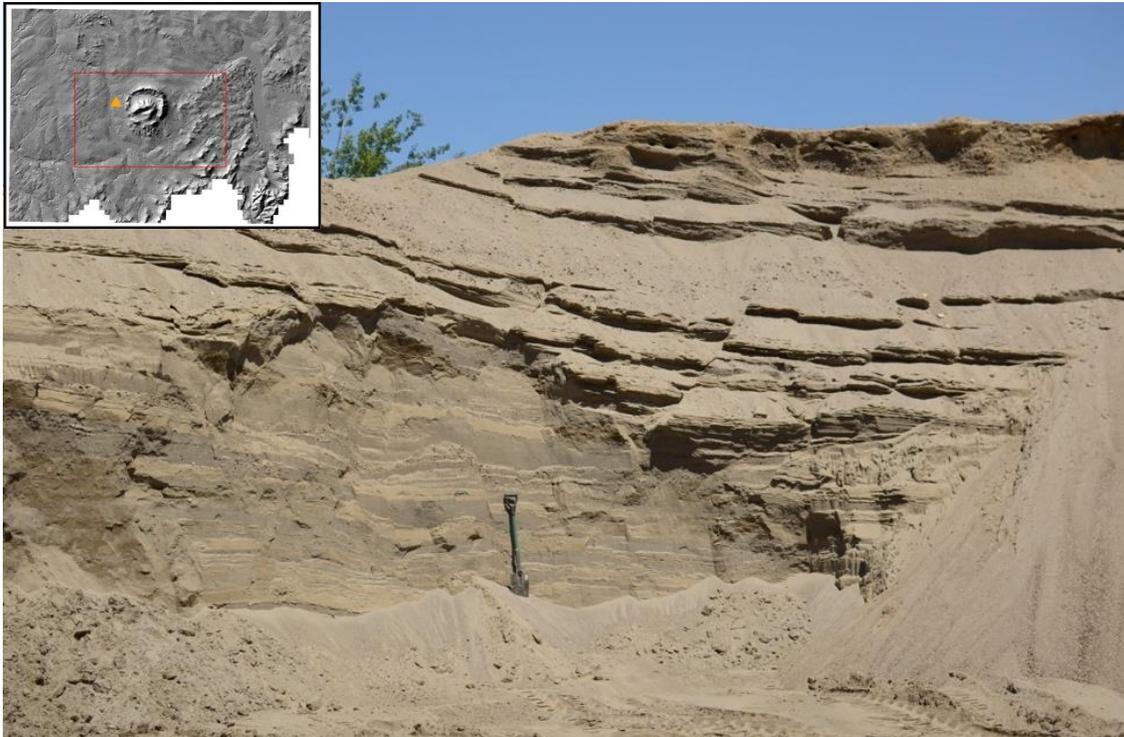


Figure 3.20 Stratifications obliques planes affectées par des failles dans la partie distale du delta de contact glaciaire situé à l'ONO du massif du mont Mégantic, près du chemin des Quatre Milles (site DC1).

Autres deltas glaciolacustres

La majorité de ces deltas glaciolacustres se situent le long du ruisseau de la Montagne, ou des rivières Ditton, au Saumon et Chesham. Un delta observé le long du ruisseau de la Montagne, à 3,5 kilomètres à l'est de l'accueil du secteur Franceville (site GL1) est le plus élevé en altitude (567 mètres) de la région. Il mesure 170 mètres de long, 50 mètres de large et montre une épaisseur allant jusqu'à 7 mètres. Au site où il a été observé (GL1 ; Figure 3.21), l'érosion fluviale a exposé 4,5 mètres d'épaisseur de sédiments. On y observe, à la base, une couche silto-

argileuse de 30 centimètres recouverte par des lits sablo-silteux puis par deux mètres de lits de sables fins à moyens (Figure 3.22 et Figure 3.23). Des rides de courant des lits sableux mesurés au sein de toute l'accumulation affichent un pendage orienté vers le nord-ouest, tout juste au-dessus de la base silto-argileuse, avant de progressivement tendre plutôt vers l'ouest, dans la partie plus élevée (Figure 3.24). Ce pendage plus récent correspond d'ailleurs à peu près à l'orientation actuelle du drainage du ruisseau de la Montagne.

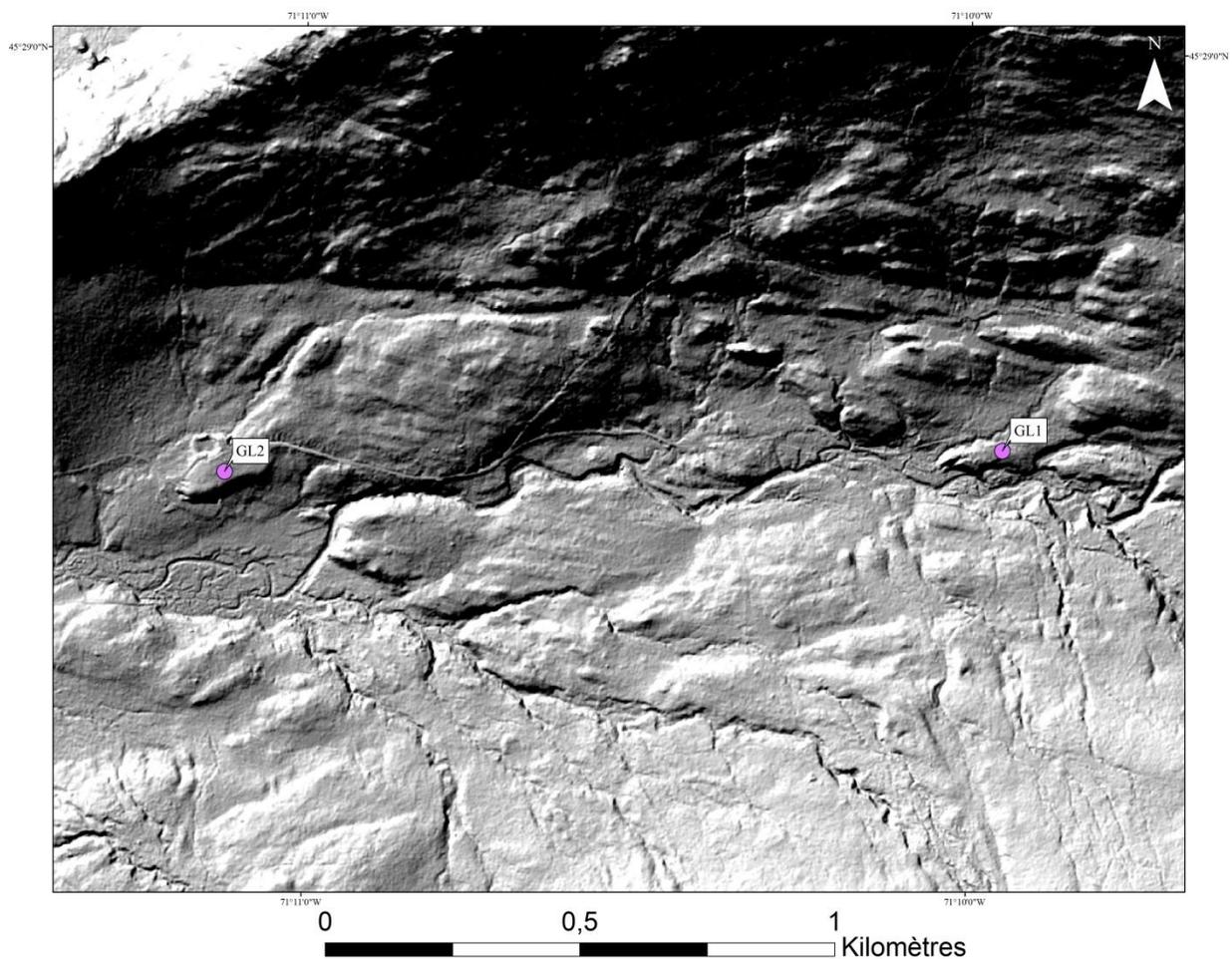


Figure 3.21 Localisation des deltas glaciolacustres des sites GL1 et GL2, le long du ruisseau de la Montagne. Remarquez la forte présence de formes fuselées sur les versants intérieurs du massif du mont Mégantic associées à la direction d'écoulement vers l'ESE.



Figure 3.22 Coupe dans les sédiments du delta du site GL1, le long du ruisseau de la Montagne. Cette coupe présente une base silto-argileuse, surplombée de lits de sables fins présentant plusieurs failles.

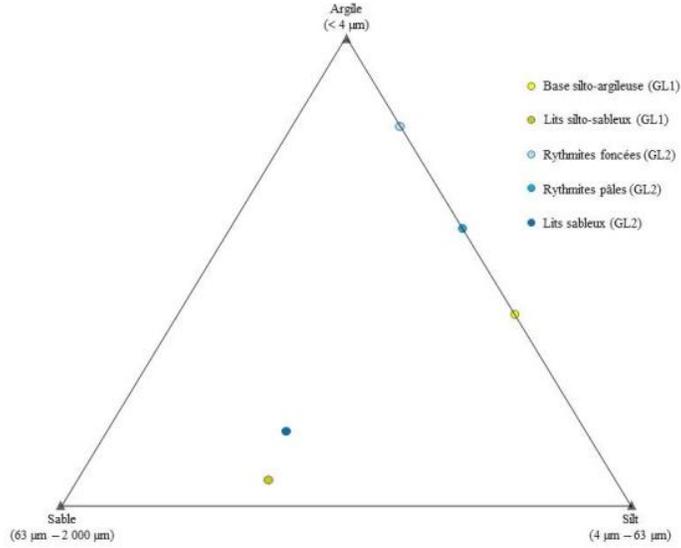


Figure 3.23 Granulométrie des sédiments observés aux sites GL1 et GL2

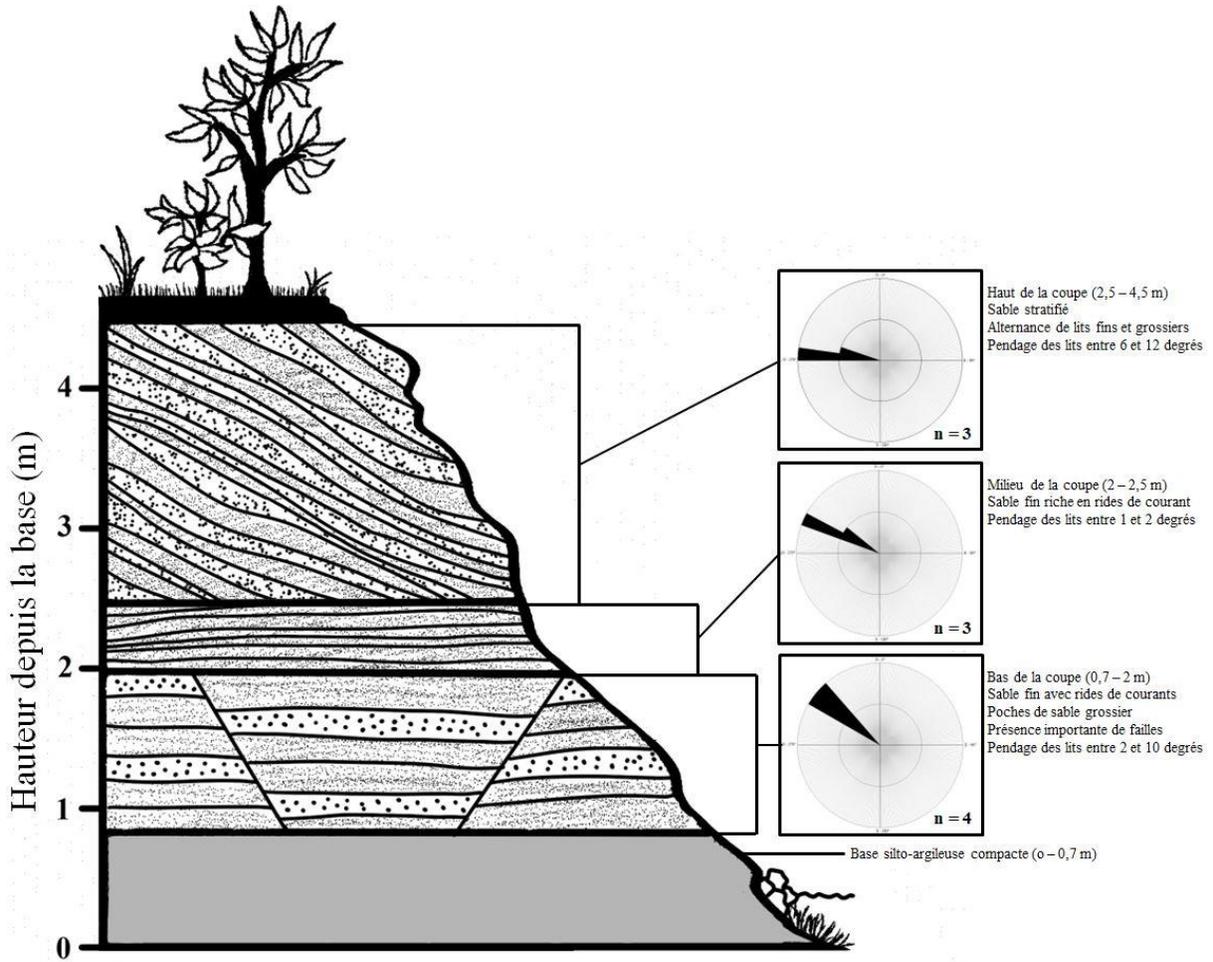


Figure 3.24 Coupe stratigraphique du delta glaciolacustre du site GL1 et orientation des rides de courant

Un autre delta à l'intérieur du massif du mont Mégantic, le long du ruisseau de la Montagne, à deux kilomètres à l'est de l'accueil du secteur Franceville (site GL2 ; Figure 3.21), mesure 190 mètres de long, 65 mètres de large et a une hauteur allant jusqu'à dix mètres. À ce site, on observe une coupe de 3,8 mètres de hauteur qui comporte à sa base, une unité d'un mètre de rythmites argilo-silteuses (Figure 3.25 et Figure 3.26) présentant une alternance entre des lits pâles et des lits foncés. Cette alternance est plus marquée dans le haut de la séquence. Un total de 23 paires de rythmites centimétriques a été compté à ce site, mais il est fort possible qu'il en existe encore plus en profondeur. Les trois mètres de sable au-dessus de cette unité sont généralement stratifiés et leur granulométrie est plus sableuse (Figure 3.23). Certaines séquences de lits sableux sont plus fines et d'autres plus grossières, témoignant d'une variation dans la compétence hydrique. Les rides de paléocourants révèlent aussi une orientation d'écoulement vers le NNO au milieu de la colonne d'accumulation (Figure 3.26). Cet écoulement tend vers le NO dans le haut de la séquence sableuse, un écoulement similaire à celui du ruisseau de la Montagne actuel.



Figure 3.25 Rythmites argilo-silteuses centimétriques à la base de la formation deltaïque du site GL2

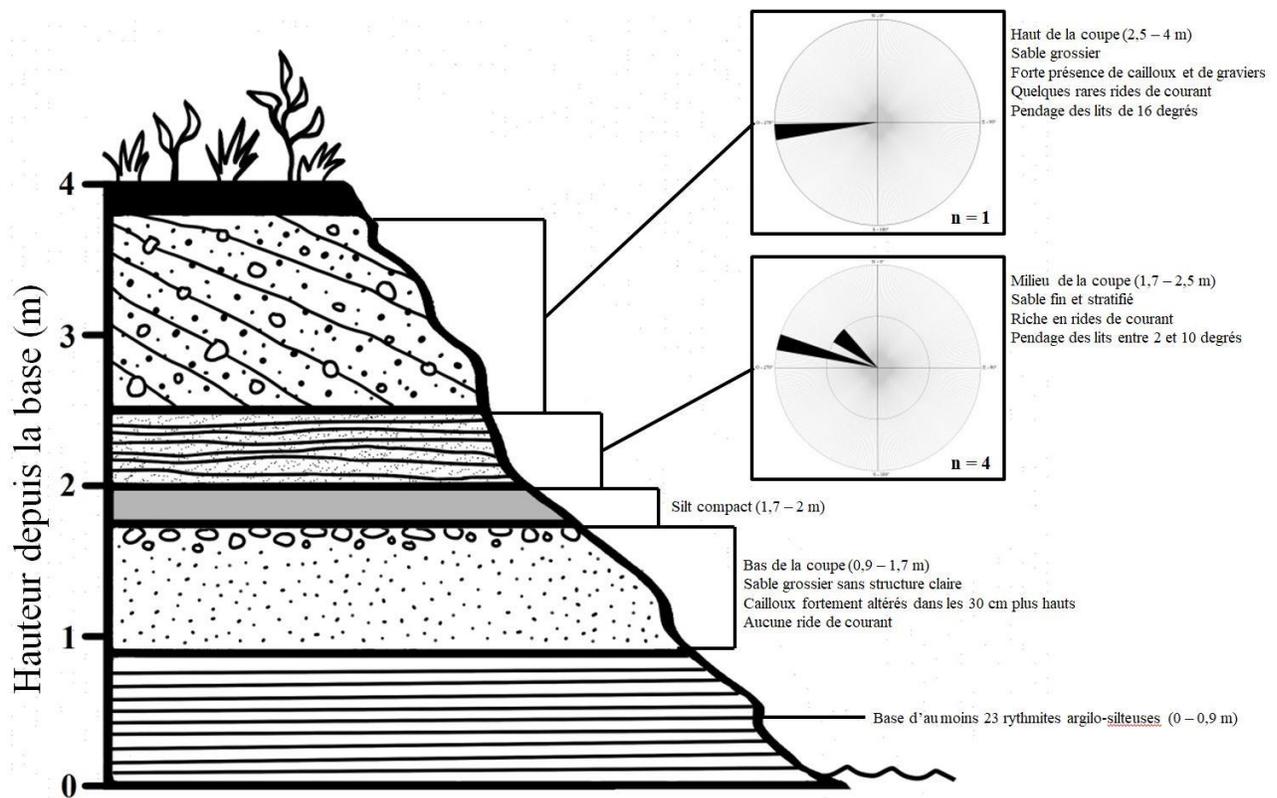


Figure 3.26 Schéma de la coupe du delta glaciolacustre au site GL2, orientation des rides de courant par section et description des unités observées

3.5 Sédiments alluviaux

Un seul type de sédiments alluviaux a été observé sur place : les alluvions actuelles (Ap). À elles seules, elles recouvrent 1,8% du territoire, pour un total de 9,8 km².

3.5.1 Alluvions actuelles (Ap)

Les alluvions actuelles (Ap) sont composées de sables, graviers, cailloux et blocs au maximum décimétriques jonchant les plaines alluviales présentement actives, tel qu'observable à la Figure 3.27. Nous pouvons les retrouver le long des cours d'eau à l'intérieur comme à l'extérieur du massif du mont Mégantic. Les ruisseaux Deloge, Fortier et de la Montagne coulaient cependant souvent au-dessus d'un roc affleurant, notamment en altitude. Hors du massif, les alluvions sont surtout observables au sein des lits actuels des rivières, notamment la Saumon, la Chesham, la Ditton la Victoria et la Bergeron. Elles sont parfois les témoins de crues saisonnières. Selon les données de forage de Smith et Shilts (1986), leur épaisseur peut parfois atteindre les cinq mètres

dans le bassin de la rivière au Saumon. Sur un modèle de relief ombré au LiDAR, les alluvions actuelles apparaissent comme une surface plane, souvent surcreusée, où sont observables les cours d'eau et bras de méandres abandonnés (Figure 3.28).



Figure 3.27 Lit de blocs et de cailloux subarrondis d'un cours d'eau adjacent au ruisseau de la Montagne subissant des crues printanières liées à la fonte de la neige, au cœur du massif du mont Mégantic

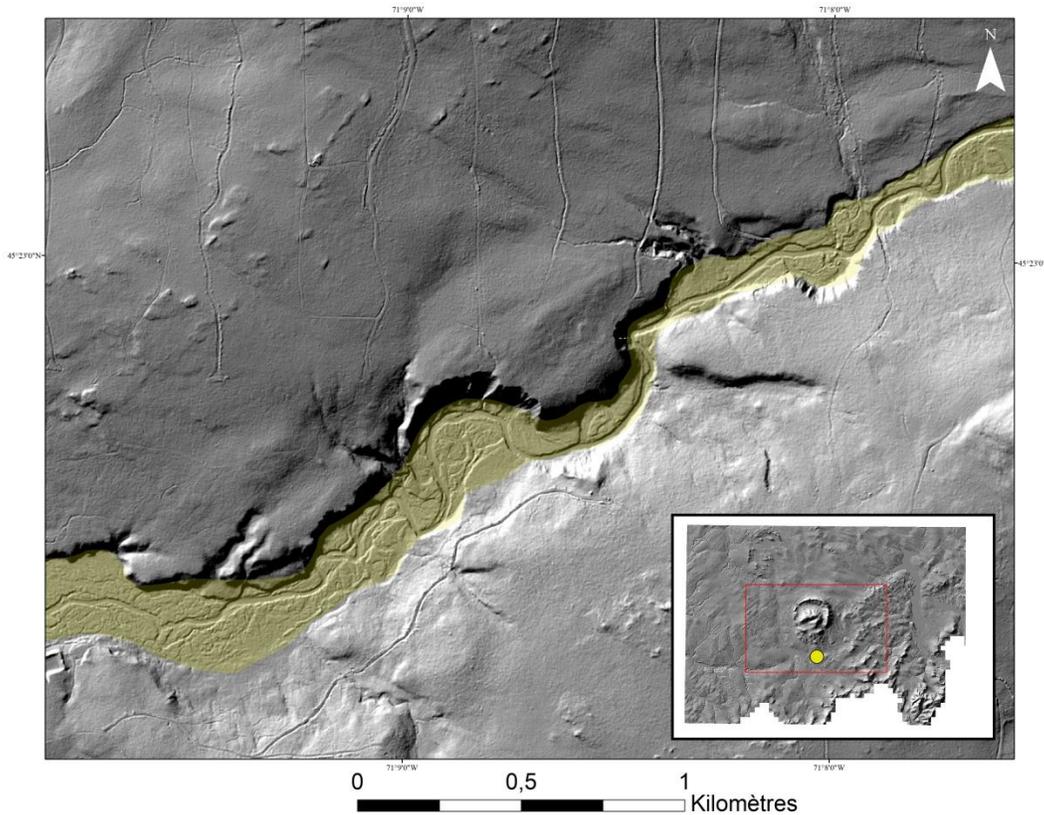


Figure 3.28 Exemple d'alluvions actuelles visualisées par modèle de relief ombré au LiDAR, dans le bas du bassin de la rivière Chesham, au sud du mont Mégantic

3.6 Sédiments organiques

Les sédiments organiques sont regroupés au sein des sédiments organiques non-différenciés (O). Ils consistent en des accumulations de sphaignes et de débris végétaux au sein de forêts en paludification et d'étendues d'eau en eutrophisation, créant des environnements de tourbières ou de marécages, observés par photo-interprétation. Les sols mal drainés en sont les principaux responsables, surtout lorsque le roc présente des dépressions, empêchant la percolation des précipitations locales. Un important complexe tourbeux existe au NNO du massif du mont Mégantic : le marécage des Scots (Figure 3.29). Protégé sous l'égide d'un parc régional, ce marécage attire les paléoécologistes qui peuvent tirer d'importantes informations grâce aux accumulations de sphaignes qui peuvent atteindre jusqu'à six mètres d'épaisseur et relater 12,7 cal. ka d'évolution du climat (Amon *et al.*, 2021). On retrouve les sédiments organiques

principalement dans le creux des dépressions de la roche-mère, autour des cours d'eau à faible potentiel hydrique ou en marge des lacs et ce à toutes les altitudes. Au total, ces sédiments couvrent 8,5 km² dans la région à l'étude, ce qui correspond à 1,6 % du territoire.

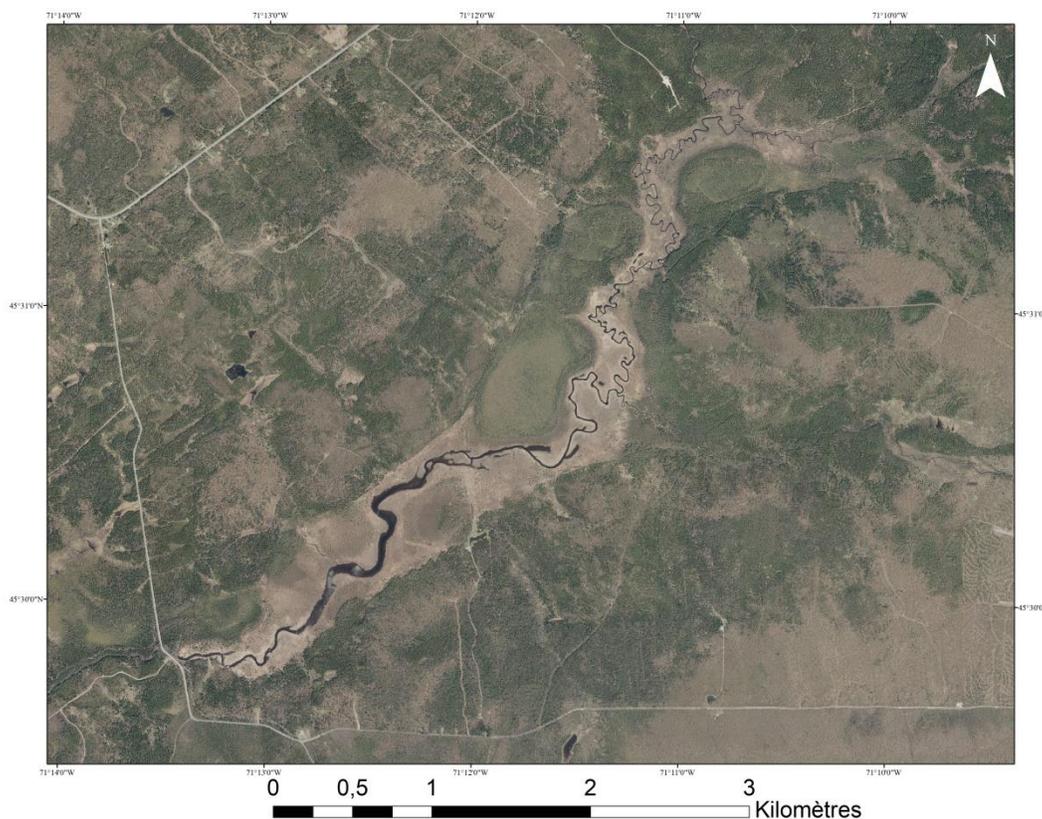


Figure 3.29 Étendue du marécage des Scots, important environnement de déposition organique, au nord-ouest du massif du mont Mégantic

CHAPITRE 4

PALÉOGÉOGRAPHIE QUATERNAIRE DU MONT MÉGANTIC

Ce chapitre présente la paléogéographie quaternaire de la région du mont Mégantic, ayant comme focus d'analyse principal la glaciation Wisconsinienne, puisque seuls des vestiges sédimentaires associés à cette période ont été observés dans le cadre de cette étude. La glaciation Wisconsinienne inclut dans les Appalaches du sud du Québec : une première période stadiaire ayant permis la mise en place du till de Chaudière (étage du Wisconsinien inférieur ; MIS 4), la période interstadaire ayant mis en place la Formation de Gayhurst (étage du Wisconsinien moyen ; MIS 3) ainsi que la période stadiaire associée à la mise en place du till de Lennoxville (étage du Wisconsinien supérieur ; MIS 2). Cette dernière période stadiaire est d'ailleurs celle ayant les traces les plus répandues au sein du paysage appalachien actuel ainsi que dans la région étudiée. Cette reconstitution paléogéographique concerne également les événements associés à la déglaciation (fin du MIS 2 et début de l'Holocène ; MIS 1) jusqu'à ceux de la période actuelle (Holocène).

4.1 La période antérieure à la glaciation Wisconsinienne

4.1.1 L'Illinoien (MIS 6) et le Sangamonien (MIS 5)

Les plus vieux sédiments connus dans les Appalaches ont été retrouvés le long de la rivière Grande Coudée (anciennement Grande-Coulée), près de la municipalité de Saint-Martin, en Beauce (McDonald et Shilts, 1971; Shilts, 1981; Shilts et Smith 1986; Caron, 2012). D'origine fluviale et de texture sableuse et graveleuse, ils présentent un pendage vers l'est, témoignant de paléocourants similaires à ceux contemporains (Caron, 2012). De plus, Balescu *et al.* (2001), qui ont daté ces sables par luminescence optique, ont obtenu un âge de 189 ± 20 ka BP. Interprétés comme ayant été déposés lors d'un intervalle non-glaciaire, ils auraient ainsi précédé la glaciation Illinoienne, à laquelle est associé le till de Johnville, d'où leur nom de sédiments pré-Johnville.

Les Appalaches du sud du Québec ont conservé les vestiges d'une seule glaciation pré-datant le Wisconsinien : ceux associés à la glaciation Illinoienne (MIS 6). Cette glaciation est connue

grâce à la découverte d'un till, le till de Johnville, sous la Formation de Massawippi, associée au Sangamonien. Il a été décrit formellement pour la première fois par McDonald (1967), mais nommé plus tard par McDonald et Shilts (1971). Bien que nous ayons désormais les preuves de glaciations encore plus anciennes grâce à l'étude des variations de la composition isotopique des foraminifères provenant de carottes marines (Ehlers et Gibbard, 2007), celle de Johnville est la seule présentant des témoins lithologiques documentés dans les Appalaches (McDonald, 1967; McDonald et Shilts, 1971; Shilts, 1981; Parent, 1987; Shilts et Smith, 1987; Caron, 2012).

L'interglaciaire suivant la glaciation de Johnville, le Sangamonien (MIS 5), a été retracé dans les Appalaches avec la Formation de Massawippi (McDonald et Shilts, 1971; Shilts, 1981; Parent, 1987; Caron, 2012). Cette séquence est composée de sédiments glaciolacustres observables sous forme de rythmites et de dépôts alluviaux et fluviaux (Caron, 2012). Ces derniers ont pu être datés à plus de 54 000 ¹⁴C B.P. à partir de débris organiques contenus dans sa coupe-type de la rivière aux Saumons (McDonald et Shilts, 1971). Cet âge pose cependant problème du fait de sa proximité avec la limite de fiabilité de la méthode de datation au Carbone-14, surtout considérant les techniques et outils utilisés à l'époque.

4.2 Le Wisconsinien inférieur (MIS 4) et moyen (MIS 3)

La première avancée glaciaire associée avec la glaciation wisconsinienne auquel est associé le till de Chaudière avait un écoulement qui se faisait d'abord vers l'OSO, avant d'osciller progressivement vers le sud à sa coupe-type le long de la rivière aux Saumons (McDonald, 1967). Ces directions d'écoulement glaciaire ont été confirmées au sein d'une douzaine de coupes additionnelles par Shilts (1981). Elles seraient associées au développement de calottes glaciaires dans les montagnes de régions plus à l'est de l'Etrie comme le Bas-Saint-Laurent, la Gaspésie, le Maine et le Nouveau-Brunswick (Shilts, 1981 ; Parent, 1987 ; Lamothe *et al*, 1992 ; Caron, 2012). Le till de Chaudière n'a pas été observé dans la région étudiée, mais des données de forage par Smith et Shilts (1986) en révèlent parfois une mince épaisseur (moins de deux mètres) sous les sédiments de la Formation de Gayhurst, dans le bassin de la rivière au Saumon.

La Formation de Gayhurst, elle, renferme une longue série de varves prouvant une sédimentation lacustre d'une durée ayant pu atteindre 4 000 ans (Caron, 2012). Ces sédiments sont hérités d'un

immense lac glaciaire occupant le haut des bassins des rivières Chaudière et Saint-François lors du retrait partiel du glacier de la Chaudière vers le nord-ouest (McDonald et Shilts, 1971). À son niveau maximal, il se serait écoulé vers les États-Unis, au sud, à travers un exutoire à 427 mètres vers le bassin de la rivière Dead du Maine (McDonald et Shilts, 1971 ; Caron, 2012). Son niveau le plus bas est quant à lui estimé à une altitude de 305 mètres (McDonald et Shilts, 1971 ; Caron, 2012). Les vestiges associés à ce lac ont été observés au sein de trois coupes dans la région. Deux forages réalisés par Smith et Shilts (1986) dans la rivière Ditton, à cinq kilomètres au sud-est de La Patrie, et dans le bassin de la rivière au Saumon près du chemin du Quatre Mille, à six kilomètres et demi au nord de La Patrie, ont révélé respectivement 9 et 22 mètres de sédiments associés à la Formation de Gayhurst sous le till de surface (Figure 4.1). Il est ainsi possible de conclure que le lac glaciaire Gayhurst a recouvert une bonne partie de la région étudiée. Si l'on estime que son niveau correspondait à l'exutoire à 430 mètres d'altitude au sud du lac Mégantic, la quasi-entièreté du bassin de la rivière au Saumon aurait été submergé (Figure 4.1). Cette estimation implique aussi un taux de gauchissement de 0,9 m / km en direction du NNO tel que relevé en Nouvelle-Angleterre, voisine directe au sud de la région, par Oakley et Boothroyd (2012), puis Hooke et Ridge (2016).

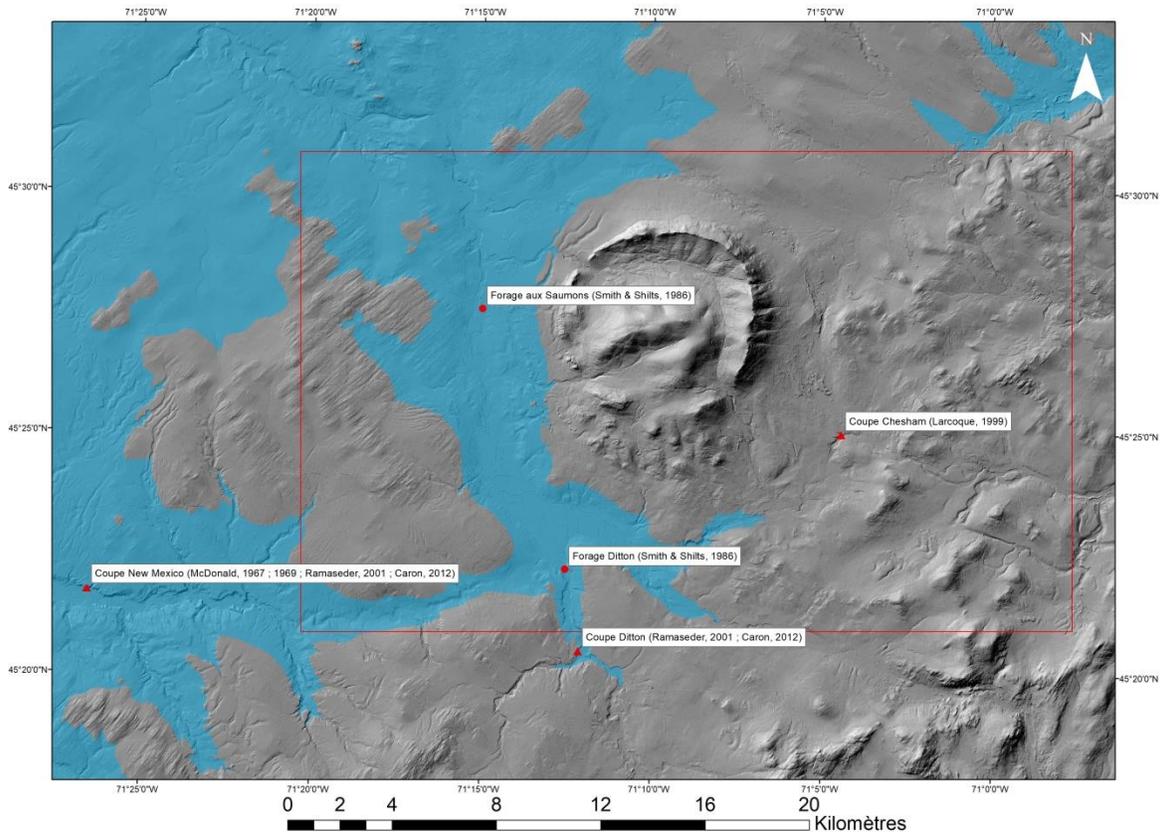


Figure 4.1 Localisation des coupes et forages où les sédiments de la Formation de Gayurst sont présents et extension estimée du lac proglaciaire Gayhurst, considérant un niveau lacustre contrôlé par deux exutoires à 430 m d'altitude et un taux de gauchissement de 0,9 m / km vers le NNO

4.3 Le Wisconsinien supérieur (MIS 2)

Le Wisconsinien supérieur est le dernier stade glaciaire connu des Appalaches du sud du Québec. Il s'agit d'une réavancée majeure du glacier du stade Chaudière, à partir de laquelle s'est déposé un till distinct nommé till de Lennoxville, décrit formellement pour la première fois par McDonald (1967). Ce dernier est nommé d'après la banlieue méridionale de Sherbrooke, près de laquelle se situe sa coupe-type le long de la rivière aux Saumons. Alors que le lac proglaciaire Gayhurst occupait les vallées appalachiennes, la marge du glacier ayant mis en place le till de Lennoxville a débuté sa réavancée vers l'est à partir du piedmont des Appalaches puis a recouvert l'entièreté de la région étudiée.

4.3.1 La période glaciaire

Marques d'érosion glaciaire

Les observations réalisées dans la littérature antérieure, notamment dans le rapport de Reid (1976), révèlent un grand nombre de stries glaciaires présentant une orientation NO-SE dans la région à l'étude. Sur le terrain, les affleurements rocheux étaient plutôt rares au sein du massif du mont Mégantic et aucune strie n'a pu être observée, sans doute dû au dense couvert forestier. Deux broutures ont néanmoins été observées à quelques mètres l'une de l'autre, au sud du mont Mégantic, à l'intérieur du massif. L'une d'entre elles indiquait une direction de l'écoulement vers le sud-est (Figure 4.2) alors que la seconde, plus altérée, indiquait un écoulement vers le nord-est (Figure 4.3). La première observation est compatible avec celles déjà connues, mais la seconde s'avère plutôt inédite. Elle pourrait néanmoins toujours être associée à une avancée glaciaire locale ou une déviation de l'écoulement par le mont Mégantic, mais considérant sa proximité avec la première (Figure 4.4) et son degré de météorisation plus avancé, elle peut sans doute être associée à une glaciation plus ancienne.



Figure 4.2 Brouture observée au sud du mont Mégantic, à l'intérieur du massif, témoignant d'une direction d'écoulement vers le SE (132°)



Figure 4.3 Brouture observée au sud du mont Mégantic, à l'intérieur du massif, témoignant d'une direction d'écoulement vers le NE (043°)

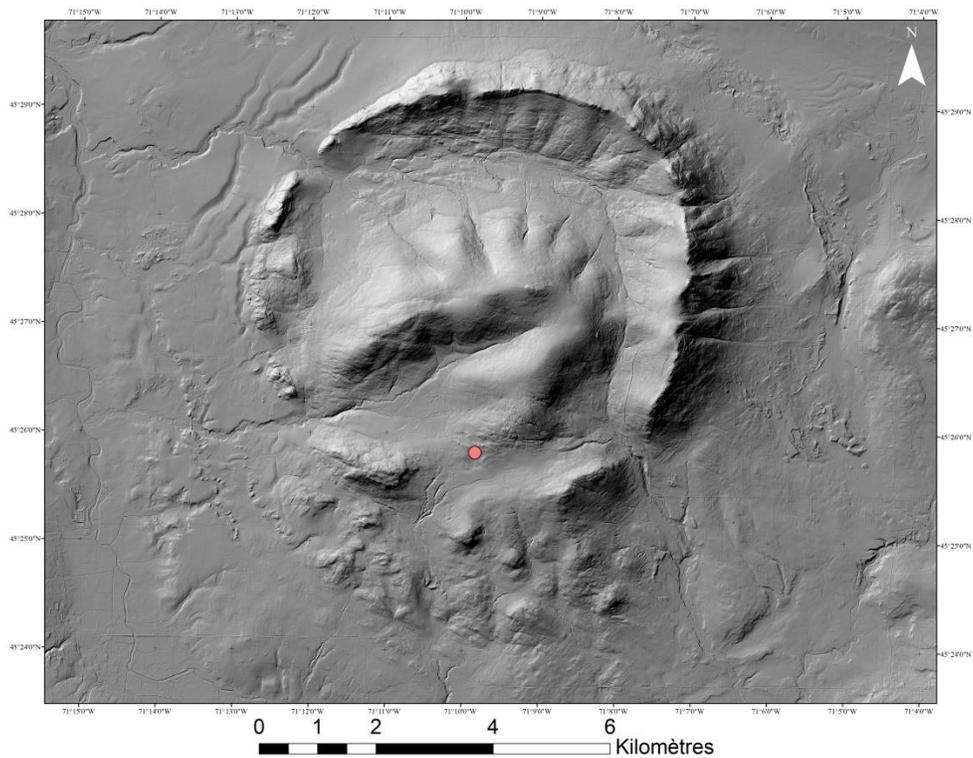


Figure 4.4 Localisation des affleurements rocheux où des broutures glaciaires ont été observées

Formes fuselées

L'inventaire des traînées morainiques derrière abri rocheux dans la région d'étude, tel que présenté au sein du chapitre précédent (section 3.2.3) indique une préférence claire de l'écoulement glaciaire vers l'ESE. La même observation a été réalisée par Shilts (1981) dans la région voisine du lac Mégantic.

Orientation préférentielle des clastes contenus dans le till

Tel que relevé lors du chapitre précédent (section 3.2.2), une sous-unité du till de Lennoxville prélevée au bas d'une coupe le long du ruisseau de la Montagne, à une distance de 600 mètres du pied du massif du mont Mégantic (site T2), a révélé une orientation préférentielle ONO-ESE de l'écoulement glaciaire. Ces données sont en accord avec les observations de Shilts (1981) dans la région du lac Mégantic et compatibles avec la direction des formes fuselées inventoriées. Elles seraient associées au stade glaciaire ayant mis en place le till de Lennoxville. Ce faciès de till devenait progressivement plus fin en se rapprochant de la surface et l'orientation préférentielle de ses cailloux montrait une variation vers le NO-SE. Cette orientation est aussi corroborée par Shilts (1981), n'étant pas rare d'observer un till de Lennoxville avec l'une ou l'autre de ces orientations préférentielles.

Texture des faciès de till observés

La texture du till de Lennoxville échantillonné dans la région a présenté quelques variations, mais est généralement demeurée plutôt fine. En effet, les deux faciès diamictiques observés au site T2 avaient de fortes proportions de silts et d'argile ressemblant beaucoup à la composition de la lentille de Drolet, un type distinctif de till argileux que Shilts (1981) associe à une ré-avancée partielle du glacier au-dessus de sédiments lacustres de Gayhurst non-consolidés. Considérant que le lac glaciaire Gayhurst a pu occuper la majeure partie de la vallée de la rivière au Saumon à son étendue maximale, une avancée glaciaire en direction ESE aurait facilement pu localement remanier les sédiments fins du bassin depuis le NO au moins jusqu'au pied du massif et mettre en place un till argileux au site T2 (Figure 4.5). De par sa texture, ce till à matrice très fine pourrait ainsi être classé comme étant analogue à la lentille de Drolet, en accord avec les observations de

Shilts (1981), puis de Caron (2012). Celle-ci s'étend au minimum à travers le secteur de Franceville, au NO du massif du mont Mégantic. La texture du till échantillonné au site T1 s'apparente quant à elle plutôt à un till dit « Normal » par Shilts (1981), malgré sa plus faible teneur en sable.

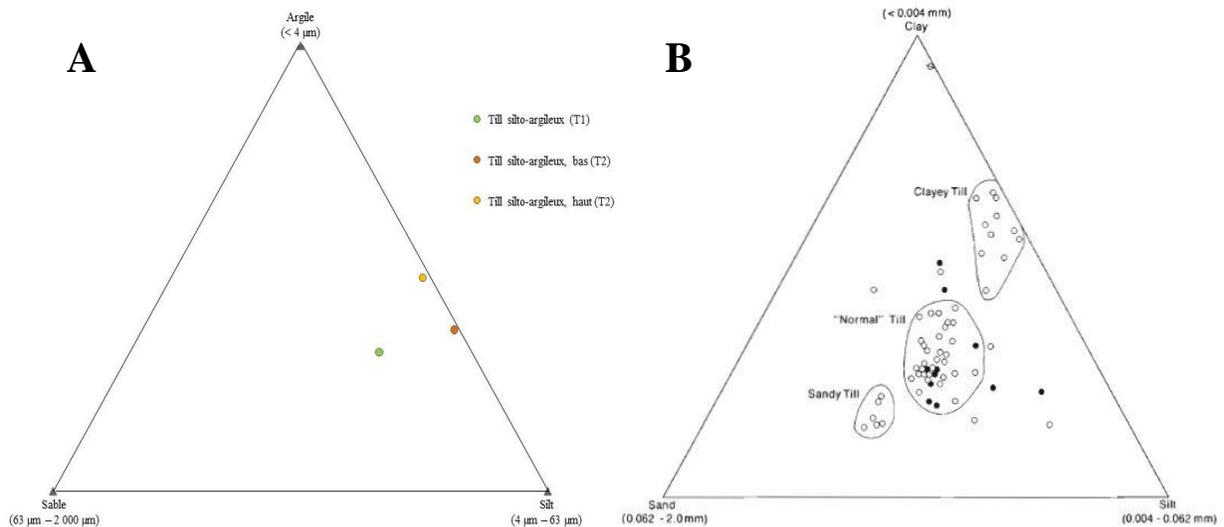


Figure 4.5 Composition granulométrique des tills observés dans la région (A) et classification des différents tills selon leur granulométrie (B ; Shilts, 1981)

Grâce aux deux comptages pétrologiques effectués dans le bas et le haut du site T2, au nord-ouest du massif, il est possible d'émettre une hypothèse sur la provenance des clastes contenus dans le till de Lennoxville de la région du mont Mégantic, notamment en se fiant à leur orientation préférentielle. À partir d'une carte géologique actuelle des Appalaches, il suffit de tracer un trajet dans le sens inverse de l'écoulement glaciaire depuis le site T2 (Figure 4.6). Il va de soi que plus la source lithologique est éloignée, moins la proportion de ses roches associées sera élevée, et vice-versa. Antérieurement, Shilts (1981) a observé quatre régions de provenance du till de Lennoxville. La composition clastique du till de la région du mont Mégantic s'apparente à la première région de provenance décrite dans ce rapport, du moins dans sa fraction > 4 mm, la seule considérée dans ce mémoire (comptage de cailloux, ou *pebble count*).

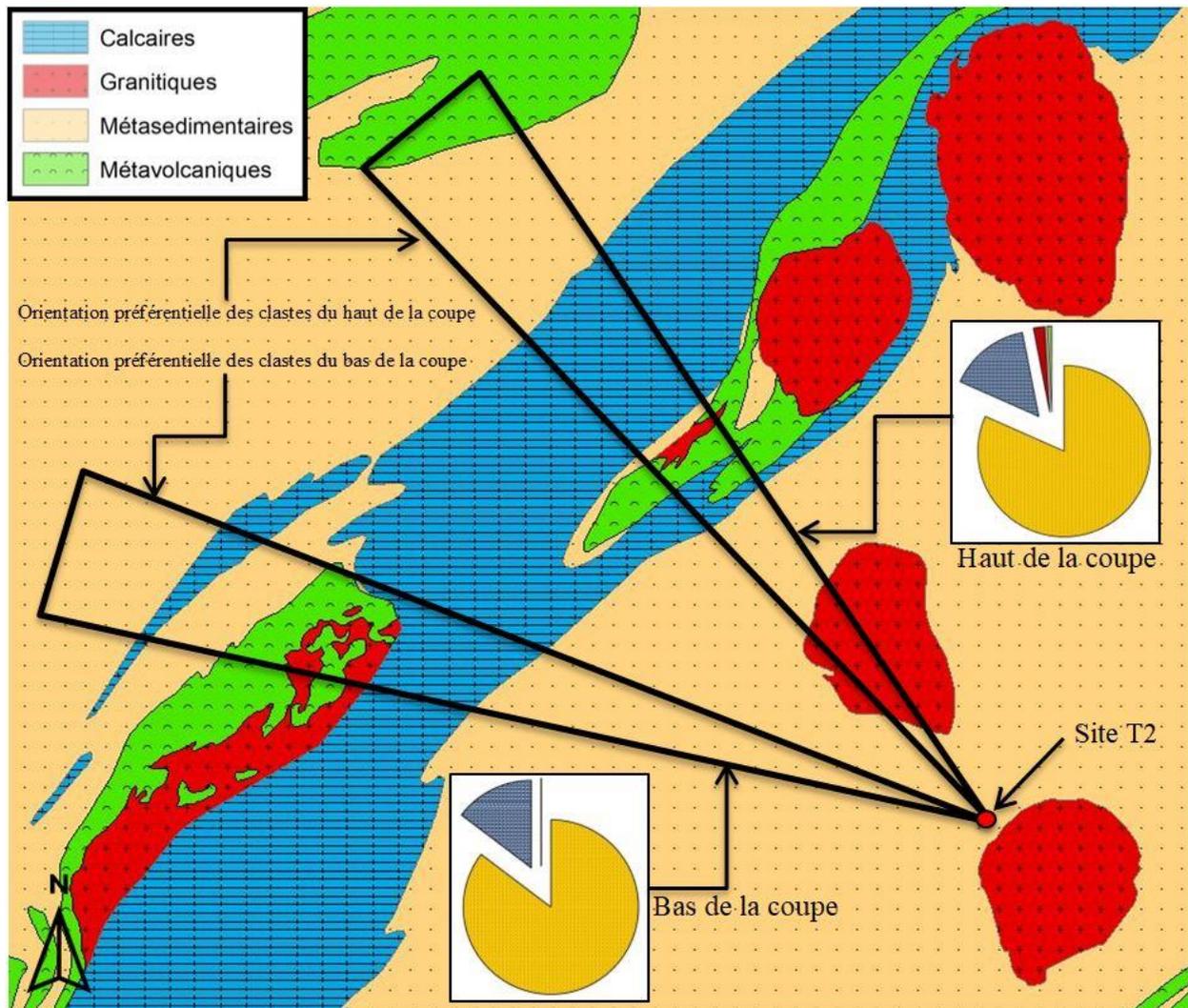


Figure 4.6 Composition lithologique des tills du site T2 et provenance probable des clastes. Géologie du substratum modifiée de Tremblay *et al.* (2015).

Roches métasédimentaires (siltstones, mudstones, grès, fragments de quartz)

Les roches métasédimentaires représentent la grande majorité des clastes échantillonnés dans le till au Site T2. Le bas de la coupe était à 85% composé de ces roches, alors que le haut en avait une proportion à peine plus faible, à 82%. Cette lithologie est entre autres typiquement associée à la Formation de Compton (Tremblay *et al.*, 2015; Perrot *et al.*, 2020), qui encercle le massif du

mont Mégantic. Il s'agit ainsi des roches de provenance locale ou ayant été transportées sur une faible distance.

Calcaires

Des proportions similaires (15%) de roches calcaireuses ont été observées dans les deux comptages pétrologiques réalisés. Ces calcaires, tous des mudstones ou des siltstones riches en carbonates, proviennent des formations d'Ayer's Cliff et de Lac Aylmer (Tremblay *et al.*, 2015; Perrot *et al.*, 2020). Ces roches affleurent entre 25 et 43 km à l'ONO et entre 20 et 35 km au NO du site T2. Ces débris rocheux ont donc été transportés sur une distance minimale variant entre 20 et 25 km. Tout comme pour les roches métasédimentaires, il n'y a aucune différence notable dans la proportion de calcaires selon l'orientation préférentielle des clastes.

Roches ignées

Une proportion de 2% de roches granitiques a été observée dans le haut de la coupe, alors que le bas n'en contenait pas du tout. Cette différence peut être directement expliquée par la direction de l'écoulement induite par l'orientation préférentielle des clastes. Les granodiorites observées dans le till pourraient être associées au pluton de Scotstown, à seulement six kilomètres au NO du site T2 (Tremblay *et al.*, 2015), alors qu'une orientation ONO n'aurait qu'une mince source de roches ignées provenant du Complexe d'Ascot, à plus de 30 kilomètres de distance du Site T2.

Roches métavolcaniques

Un faible pourcentage (1%) des clastes échantillonnés dans la partie sommitale comportait des roches ophiolitiques détritiques, alors qu'il y avait absence de ces roches métavolcaniques dans le bas de cette même coupe. Ces « roches vertes » présentant des cristaux de chromite pourraient être raisonnablement associées au Complexe d'Ascot (Perrot *et al.*, 2020) situé à 21 kilomètres au NO du site T2 (haut de la coupe). Leur faible abondance peut s'expliquer par la distance relativement importante devant être parcourue par ces clastes ainsi que les affleurements plutôt rares de ces roches en surface.

4.4 La déglaciation

Modèle général du retrait glaciaire

À la suite de l'avancée glaciaire ayant mis en place le till de Lennoxville au Wisconsinien supérieur, la région du mont Mégantic s'est progressivement déglacée, d'abord par amincissement de la glace (*thinning*; Koester et al., 2017; Barth et al., 2019), puis par retrait progressif de la marge glaciaire (McDonald et Shilts, 1971; Shilts, 1981). Tel qu'il a été observé par Shilts (1981) dans la région du lac Mégantic, le retrait de la glace appalachienne se serait effectué depuis le SE, vers le nord et le NO. Selon les dernières données géochronologiques compilées par Dalton et al. (2020), la déglaciation de la région aurait débuté depuis les montagnes frontalières il y a 14,2 cal. ka (12 000 ans ^{14}C BP). Les Appalaches du sud du Québec n'auraient ensuite été entièrement libres de glace qu'un peu plus de 1 000 ans plus tard, il y a 12,8 cal. ka (11 000 ans ^{14}C BP). Il semble alors clair que la déglaciation de la région du mont Mégantic s'est réalisée de façon très rapide.

Dès les observations préliminaires, la topographie régionale semblait avoir eu un rôle significatif à jouer dans la persistance des fronts glaciaires. Un constat similaire s'est dégagé lors des analyses par systèmes d'information géographique, présentées dans les prochaines sections. En plus, aucune trace du courant tardiglaciaire du Saint-Laurent n'a pu être relevée, ce qui est également cohérent avec les observations présentes dans la littérature antérieure (Shilts, 1976; Parent & Occhietti, 1999; Occhietti et al., 2001). Les paragraphes suivants présenteront les différents vestiges utilisés afin de décrire régionalement ce patron de glaciation. Ces témoins de la déglaciation sont principalement les eskers, les chenaux marginaux, les moraines ainsi que les lacs d'obturation glaciaire.

Eskers

De manière générale, les segments d'esker observés dans la région suivent l'orientation NNO-SSE imposée par la déglaciation. Le massif du mont Mégantic devait cependant agir comme un obstacle important à l'écoulement des eaux de fonte lors de la déglaciation, puisque deux segments d'esker épousent la forme de ses versants, autant au NE qu'au SO. C'est ce qui a incité Shilts (1981), puis Parent et Occhietti (1999), LaRocque (1999) et Occhietti et al. (2001) à définir

le mont Mégantic comme un point de pivot de la marge glaciaire lors de la déglaciation. On peut aussi observer, notamment le long de l'esker au NNE du massif, que celui-ci se retrouve au cœur d'un chenal faisant au moins dix fois sa largeur (Figure 4.7). Cette morphologie peut être directement associée au phénomène de *tunnel valley*, dont l'origine serait liée à un drainage catastrophique de l'eau de fonte du glacier au-dessus de sédiments fins, mais son origine est toujours débattue (Ó Cofaigh, 1996 ; Kehew et al., 2012).

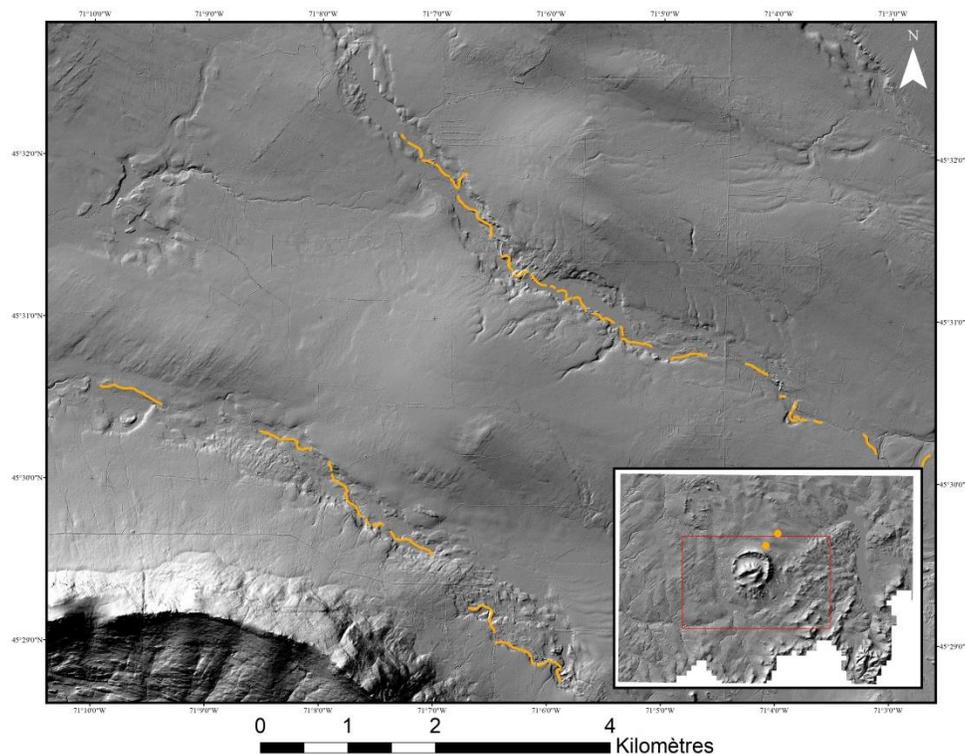


Figure 4.7 Exemple de *tunnel valleys* au NNE du massif du mont Mégantic, où des eskers serpencent au cœur de chenaux beaucoup plus larges et remplis de sédiments

Chenaux juxtaglaciaires

Plusieurs chenaux d'eau de fonte juxtaglaciaires, qui furent souvent interprétés à tort comme des crêtes morainiques au sein de certains travaux antérieurs, ont été observés dans la région d'étude. Sur un relief ombré au LiDAR, ils prennent la forme de ravins aux pentes adoucies, dont l'orientation est indépendante du grain topographique. Ils sont généralement creusés dans la nappe de till (Figure 4.8) et marquent une position bordière du glacier de Lennoxville lors de son

retrait. Ils sont omniprésents dans le paysage du mont Mégantic, autant près du massif que dans sa périphérie (Figure 4.9). Les plus grands d'entre eux font jusqu'à 2,5 kilomètres de long, 200 mètres de large et quinze mètres en profondeur. Ils se retrouvent plus souvent accolés aux versants nord-ouest des reliefs et ont régulièrement une orientation SO-NE et parfois E-O. Ces orientations indiquent ainsi un retrait de la marge glaciaire vers le NO et localement vers le nord, ce qui correspond exactement aux observations de Shilts (1981) dans la région du lac Mégantic. Les chenaux sont souvent retrouvés en groupes allant jusqu'à vingt chenaux plus ou moins parallèles et plus de 200 d'entre eux ont été recensés dans le périmètre d'étude. Certains d'entre eux existent conjointement à d'autres formes juxtaglaciaires, comme par exemple à deux kilomètres au nord de La Patrie, où onze chenaux faisant jusqu'à 1,8 kilomètre de long, 100 mètres de large et quatre mètres de profondeur se terminent à l'est par un vaste delta glaciolacustre (Figure 4.8). Leur localisation ainsi que leur altitude permettent de connaître exactement la position de la marge lors de la déglaciation. Il est ensuite possible de les relier provisoirement entre eux pour émettre une hypothèse quant aux positions successives de la marge glaciaire lors du retrait glaciaire. De plus, lorsqu'un de ces chenaux d'eau de fonte est directement associé à un delta, il est possible de connaître précisément le niveau d'eau du lac d'obturation glaciaire existant au même moment. Finalement, certains de ces chenaux permettent de modéliser un amincissement de la glace sous forme de lobes au creux de certaines vallées. Ce phénomène est notamment observable dans le haut du bassin-versant de la rivière Bergeron, où des chenaux juxtaglaciaires épousent la forme des versants autant au SE qu'au NO, suggérant un amincissement progressif de la glace dans ce secteur (Figure 4.10). Le même phénomène est observable dans les bassins des rivières Clinton et Victoria, toutes deux tributaires de la rivière Chaudière.

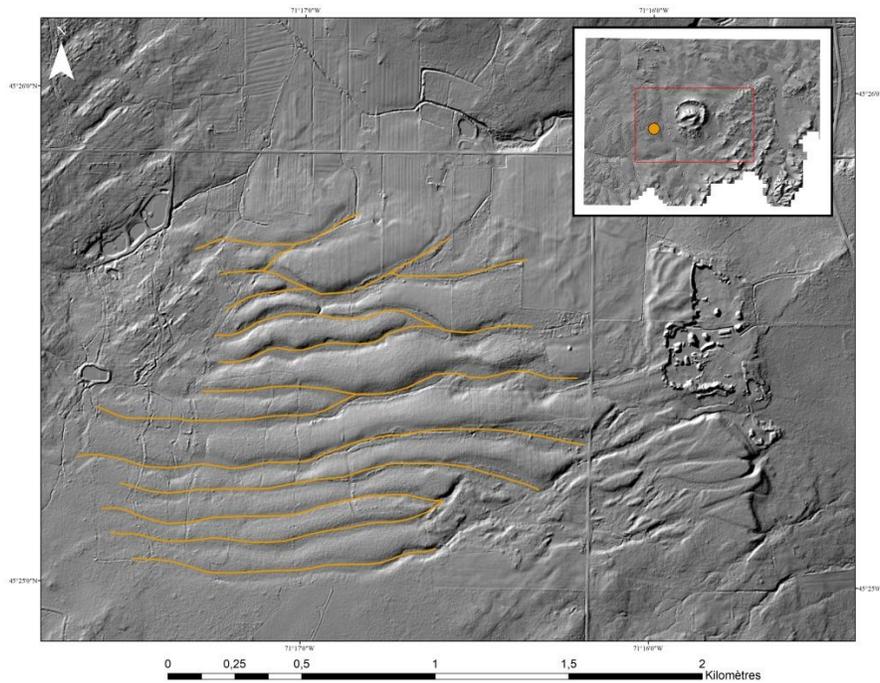


Figure 4.8 Chenaux d'eau de fonte se terminant par un vaste delta glaciolacustre situé à deux kilomètres au nord de La Patrie, au sud-ouest du mont Mégantic

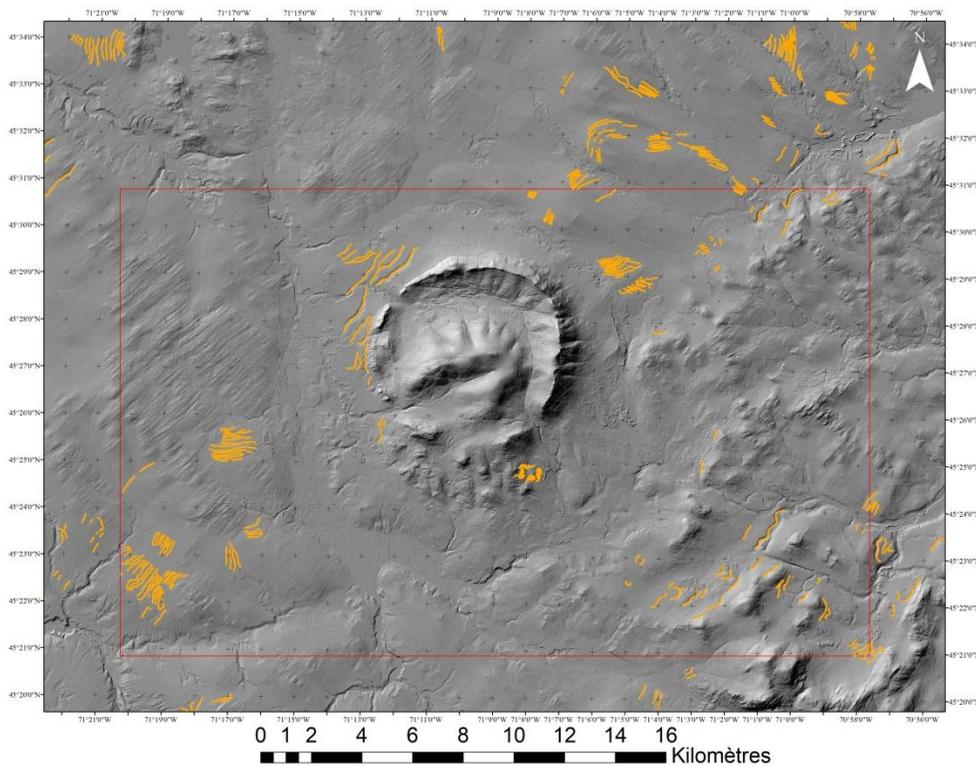


Figure 4.9 Répartition géographique des chenaux de fonte de la région étudiée

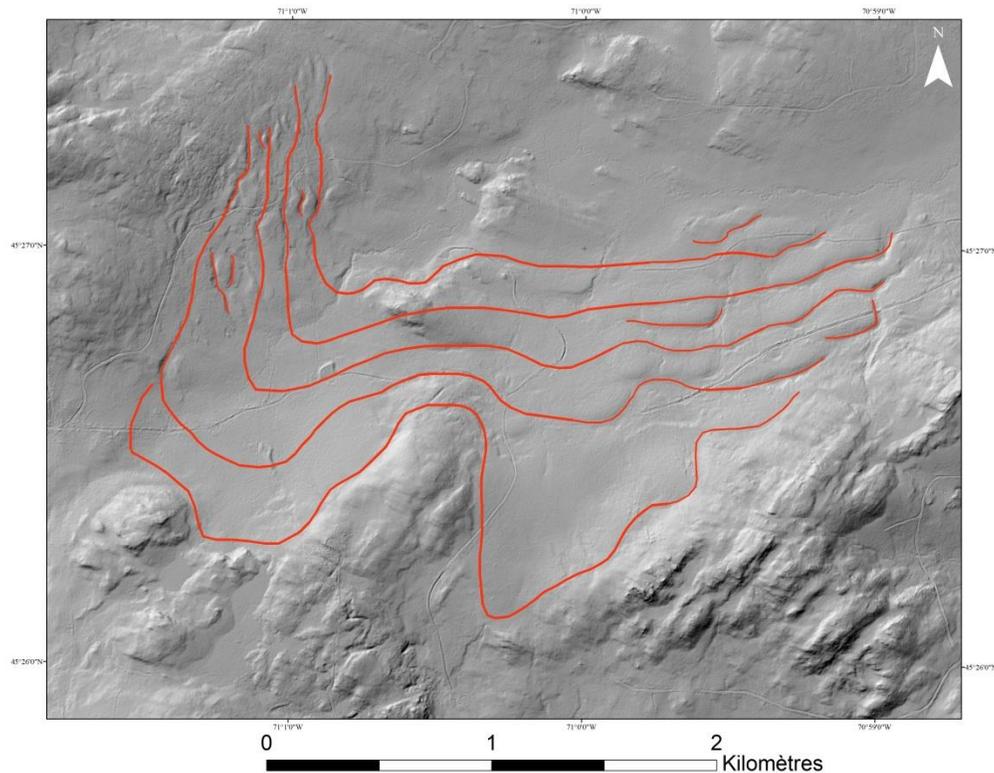


Figure 4.10 Estimation de positions marginales à l'aide de chenaux juxtaglaciaires observés à la tête du bassin de la rivière Bergeron, 8 km à l'est du mont Mégantic, suggérant l'amincissement de la glace sous forme de lobes

Moraines

Les crêtes morainiques au sens strict dans la région du mont Mégantic sont rares, mais cela n'est pas un cas exceptionnel dans les Appalaches du sud du Québec. La seule moraine mineure observée dans la région est accolée au versant nord-ouest du massif (tel que présenté en 3.3.1) et pourrait être associée au complexe morainique Ditchfield (McDonald, 1969; Shilts, 1981; Larocque et al., 1983; Parent, 1987; LaRocque, 1999). Cette position bordière serait liée à un ralentissement momentané du recul de la marge glaciaire, associé à la courte période de refroidissement climatique du Bölling (environ 14,5 cal. ka d'âge \approx 12 400 ans ^{14}C BP). Cette interprétation est plausible considérant que la moraine Frontalière, plus vieille du Québec méridional de par sa position à la frontière des États-Unis, a un âge estimé à 12 550 ans ^{14}C BP (à partir de la chronologie d'Occhietti *et al*, 2001). La position bordière de Ditchfield serait d'ailleurs la deuxième plus ancienne retracée dans le sud du Québec, car bien qu'elle n'ait pas été datée de manière absolue, elle est la plus méridionale des positions après la moraine Frontalière.

Lacs d'obturation glaciaire

Plusieurs lacs proglaciaires et niveaux lacustres du tardiglaciaire ont déjà été identifiés et étudiés dans le passé, notamment dans les régions du lac Memphrémagog (McDonald, 1965; 1967; 1968; Gadd *et al*, 1972; Parent, 1977; Parent & Occhietti, 1999) et à l'ouest du mont Mégantic, dans le bassin de la rivière au Saumon (Clément & Parent, 1977; Larocque et al, 1983; Larocque, 1999). Ce second paléolac est d'ailleurs crucial pour comprendre la déglaciation de la région du mont Mégantic.

La marge glaciaire en retrait vers le NO a bloqué le drainage normal des eaux dans cette direction, ce qui a engendré le développement de lacs proglaciaires se drainant d'abord vers les États-Unis au sud, jusqu'à ce que les Appalaches soient libres de glace. Les altitudes et étendues atteintes par ces lacs créent ainsi des contraintes pour déterminer les positions du front glaciaire qui leur sont associées. L'altitude des deltas glaciolacustres et leur localisation sont utilisées afin de préciser chacune des phases glaciolacustres pour chaque bassin-versant de la région. En étudiant l'étendue probable de ces paléolacs, on peut localiser leur exutoire et définir concrètement leur forme en prenant compte du phénomène de gauchissement.

Afin d'analyser et comprendre la déglaciation de la région ainsi que la formation des lacs d'obturation glaciaire, plusieurs figures seront nécessaires. La légende utilisée pour les symboles présentés sur ces figures apparaît à la Figure 4.11. Chaque niveau lacustre illustré est représenté en prenant compte du taux de gauchissement régional, tel que décrit au Chapitre II.

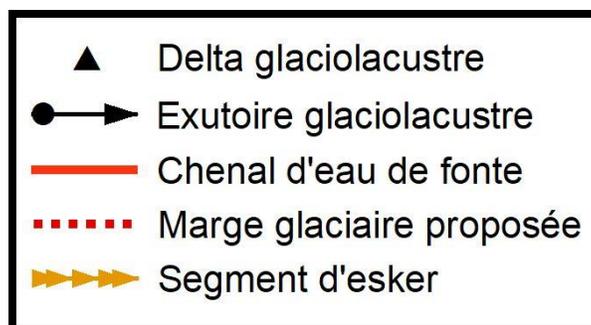


Figure 4.11 Légende commune utilisée au sein des figures de la section 4.4

4.4.1 Approche par bassin-versant

Afin de couvrir adéquatement l'entièreté de la zone à l'étude, le territoire du mont Mégantic est divisé selon la limite de partage des eaux entre les sous-bassins du haut des rivières Saint-François et Chaudière. Un total de neuf bassins seront observés en détail afin d'en reconstituer les phases glaciolacustres : ceux des rivières Clinton, Bergeron, Victoria, Ditton, Chesham et au Saumon, de plus que des ruisseaux Deloge, Fortier et de la Montagne (Figure 4.12). Ceux-ci seront présentés en ordre chronologique de leur déglaciation, suivant le patron de déglaciation régional du SE vers le NO, en terminant par le massif du mont Mégantic et ses particularités uniques détonnant du reste de la région.

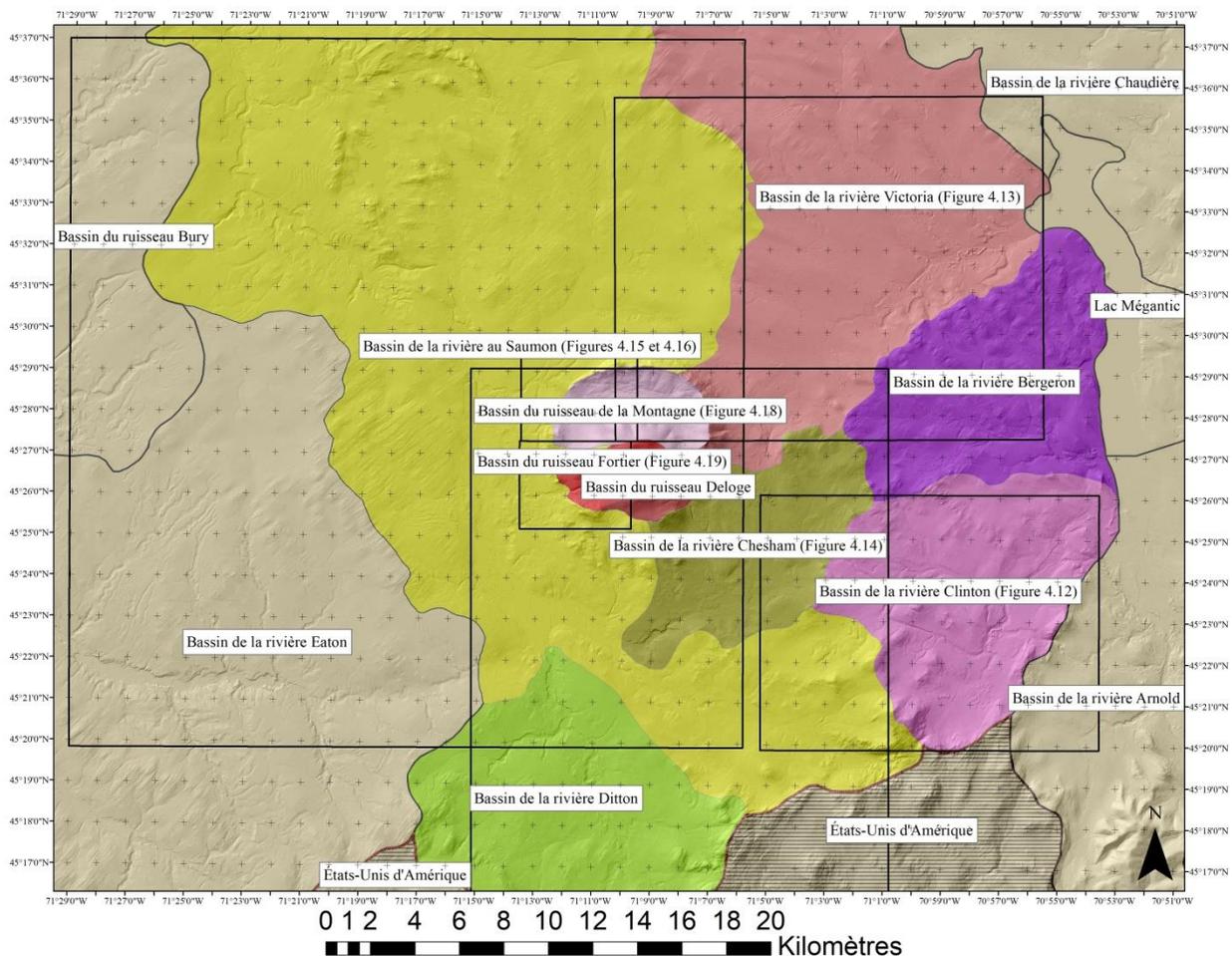


Figure 4.12 Sous-bassins hydrographiques étudiés dans le cadre de la reconstitution des lacs glaciaires régionaux et sous-bassins avoisinants (en beige)

4.4.2 Déglaciation du haut bassin-versant de la rivière Chaudière

Selon Gadd *et al.* (1972) et Shilts (1981), la déglaciation du haut de la rivière Chaudière aurait initialement été dépendante des phases du lac glaciaire Mégantic. Son niveau ayant laissé le plus de vestiges est associé à deux exutoires à 430 mètres d'altitude, au sud de Saint-Augustin-de-Woburn, qui permettaient aux eaux de s'écouler vers le sud via la rivière Dead, au Maine. Dans la partie du bassin-versant à l'étude, on observe des deltas à une altitude supérieure à 610 mètres, indiquant une influence nette de l'obturation glaciaire à la tête des bassins des rivières Clinton, Bergeron et Victoria. Plusieurs chenaux juxtaglaciaires en altitude sur les versants des collines suggèrent une lobation de la marge glaciaire lors de son amincissement. Ce phénomène aurait été beaucoup plus marqué au sein de ces trois bassins dû au relief accidenté de la haute-Chaudière.

Lac glaciaire Clinton (CLI, Figure 4.13)

La vallée aujourd'hui occupée par la rivière Clinton, au sud-est du mont Mégantic, présente plusieurs deltas associés à des chenaux juxtaglaciaires, indiquant que plusieurs lacs éphémères ont existé dans le haut de ses vallées. De dimensions maximales de 130 mètres de large, 200 mètres de long et 7 mètres de hauteur, ces deltas sont à des altitudes variant entre 614 à 565 mètres dans la branche sud de la rivière Clinton et de 610 à 528 mètres dans la vallée du ruisseau Morin (Figure 4.13). Les chenaux juxtaglaciaires, en majorité d'orientation SO-NE, ont principalement été observés sur les versants NO des reliefs, mais aussi sur certains versants SE, indiquant la formation de lobes avec l'amincissement de la glace. Un tel phénomène est compatible avec le patron de déglaciation proposé par Shilts (1981), où les montagnes frontalières agissent comme des « points de pivot » à la marge glaciaire en retrait. L'eau des phases lacustres du lac glaciaire Clinton devait ainsi surtout s'écouler le long de la marge glaciaire lobée jusqu'à ce que le drainage vers le bassin du lac Mégantic, directement à l'est, soit libre. Deux exemples de ces minuscules lacs, un d'un niveau de 587 mètres dans la branche sud de la rivière Clinton et un à 567 mètres dans la vallée du ruisseau Morin, sont présentés à la Figure 4.13. Un taux de gauchissement fixé à 0,9 m/km et axé vers le NNO a été utilisé à partir des estimations de Oakley et Boothroyd (2012) et Hooke et Ridge (2016).

Au fond de la vallée principale de la rivière Clinton, quatre deltas ont aussi été observés à des altitudes de 540, 521, 490 et 484 mètres. Ceux-ci semblent liés à un contact glaciaire et ont dû être érigés au sein d'une étendue d'eau dont le niveau s'est graduellement abaissé. Cependant, outre quelques très étroits chenaux juxtaglaciaires sur le versant NO, il y a un manque d'indicateurs pour estimer la position de la marge glaciaire lorsque ces étendues lacustres existaient. Un lobe glaciaire devait bloquer le drainage des eaux de fonte, puisque l'altitude des deltas est bien plus élevée que la phase maximale gauchie de 430 mètres du lac glaciaire Mégantique. Une partie de l'étendue d'un de ces lacs, associé à un niveau de 540 mètres, a été estimée au sein de la Figure 4.13.

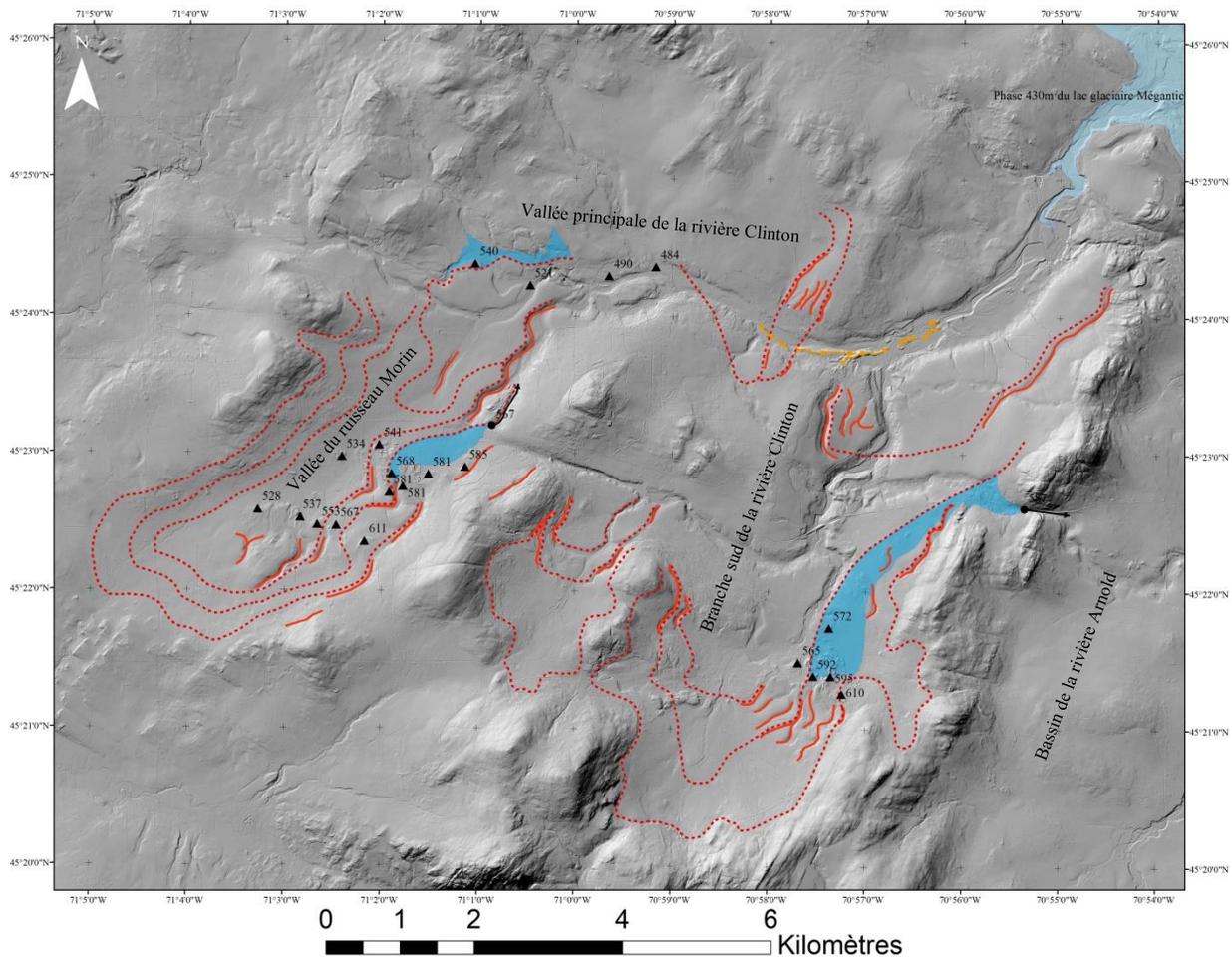


Figure 4.13 Étendue probable de lacs glaciaires de la branche sud de la rivière Clinton (587 m), de la vallée du ruisseau Morin (567 m), du bassin principal de la rivière Clinton (540 m) et de la phase 430 m du lac glaciaire Mégantique, en plus d'une estimation de l'évolution des lobes glaciaires de la région basée sur la position des chenaux juxtaglaciaires

Lac glaciaire Victoria (VIC, Figure 4.14)

Ce lac étant le seul affluent de la Chaudière à s'écouler directement depuis le massif du mont Mégantic, la déglaciation du bassin de la rivière Victoria est d'autant plus pertinente à analyser. Les deltas observés, depuis la tête du bassin jusqu'à son embouchure dans le lac Mégantic au NE, sont à des altitudes allant de 508 à 417 m (Figure 4.14). Les deux paires de deltas à 508 et 496 mètres ont au plus 150 mètres de largeur, 450 mètres de longueur et 7 mètres de hauteur et auraient existé dans un lac bloqué à la tête du bassin, d'un niveau tout juste en-dessous de l'altitude du col vers la rivière Chesham (528 m). L'eau de ce lac se serait drainée vers l'est, le long de la marge glaciaire jusqu'au paléolac Mégantic. Pour les deltas à 448, 446 et 440 mètres, ils seraient tous liés à la phase 430 m du lac glaciaire Mégantic (Figure 4.14 ; McDonald et Shilts, 1971 ; Shilts, 1981; gauchissement tiré de Oakley et Boothroyd (2012); Hooke et Ridge (2016)). D'autres deltas observés dans les vallées connexes en sont aussi des analogues, à 449, 451, 452 et 456 mètres d'altitude. Les deltas à 465 mètres d'altitude impliqueraient quant à eux une phase de quelques mètres plus élevée du lac glaciaire Mégantic, alors que ceux sous les 440 mètres seraient issus de phases plus basses et ainsi plus récentes considérant le niveau actuel stable du lac Mégantic fixé à 394 mètres d'altitude.

De par leur orientation SO-NE, les nombreux chenaux juxtaglaciaires semblent indiquer que la déglaciation du bassin de la rivière Victoria s'est surtout faite suivant le patron régional de retrait glaciaire vers le NO (Figure 4.14). Grâce à ceux-ci, il est possible de supposer l'existence éphémère de lacs barrés par la marge glaciaire ayant comme exutoire le col vers le ruisseau du lac des Sapins (556 m), puis le ruisseau Quirion (531 m), mais ces phases lacustres devaient être d'étendue minuscule (Figure 4.14). Aussitôt qu'un drainage vers le lac glaciaire Mégantic devenait possible, ces lacs se vidaient vers le NE. Des séries de chenaux faisant jusqu'à 2 kilomètres de long au NO de la rivière Victoria suggèrent également le retrait d'un immense lobe vers le NO et leur altitude la plus basse correspond parfois à celle de la phase 430 m du lac glaciaire Mégantic. Une partie de ces chenaux se serait ainsi formée avec cette phase lacustre à leur embouchure.

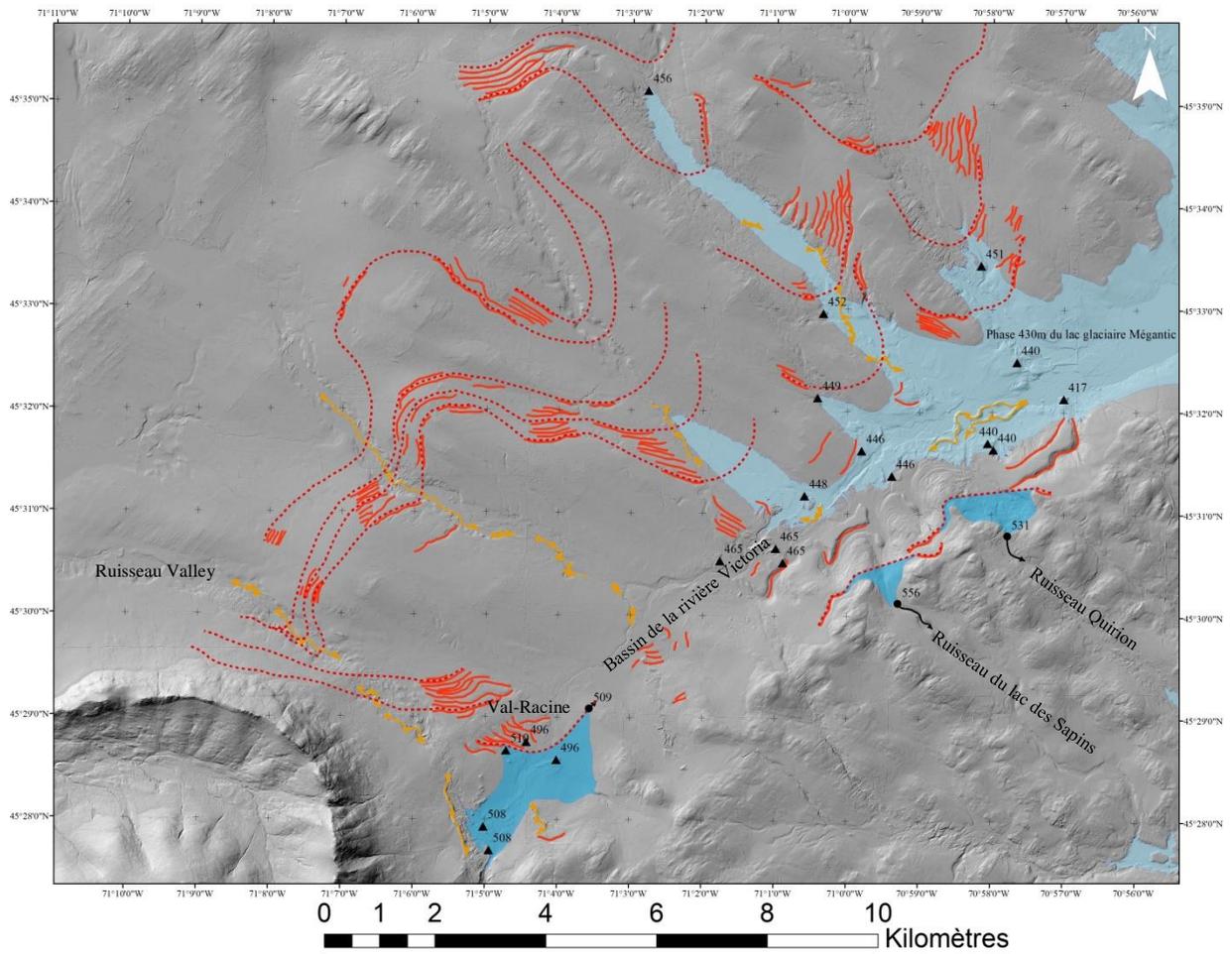


Figure 4.14 Reconstitution de l'étendue possible de quelques lacs d'obturation glaciaire du bassin de la rivière Victoria et de la phase 430 m du lac glaciaire Mégantic et localisation des deltas et chenaux d'eau de fonte observés

4.4.3 Déglaciation du haut bassin-versant de la rivière au Saumon

Lac glaciaire Chesham (CHE, Figure 4.15)

Le bassin de la rivière Chesham se distingue par sa proximité au massif du mont Mégantic ainsi que par son rôle d'intermédiaire entre la rivière au Saumon, dont il est un affluent, et la rivière Victoria, au nord. Plusieurs deltas ont été observés dans le bassin de la rivière Chesham à des altitudes de 577, 559 ou 560, puis de 538 à 525 mètres et finalement 514 mètres (Figure 4.15). Ceux-ci peuvent tous être associés à des phases lacustres du lac glaciaire Chesham, sauf le dernier, associé au lac glaciaire au Saumon. Il est d'ailleurs possible de reconstituer trois niveaux du lac glaciaire Chesham grâce à trois exutoires à des altitudes de 576, 558 et 534 mètres, directement corrélables avec les deltas observés en appliquant le gauchissement régional de 0,9 m / km vers le NNO (Oakley et Boothroyd (2012); Hooke et Ridge (2016); Figure 4.15). La phase la plus haute se serait ainsi jetée dans le bassin de la rivière Bergeron, alors que les deux plus basses ont pris la voie du bassin de la rivière Clinton, jusqu'à ce que se libère un exutoire vers la vallée de la Eaton Nord. Des deltas observés dans le haut du bassin de la rivière Ditton permettent quant à eux de confirmer la grande étendue de la phase 534 mètres et la coalescence des eaux des deux bassins et même du haut de la rivière au Saumon.

Ensuite, peu de chenaux d'eau de fonte ont été identifiés, ce qui laisse une certaine liberté d'interprétation quant à la position de la marge glaciaire. La lobation de la marge glaciaire serait devenue progressivement moins prononcée dû à son retrait vers les reliefs moins accidentés du haut-bassin de la rivière Saint-François. Une série d'environ 12 chenaux juxtaglaciaires a cependant été observée sur le versant sud du massif du mont Mégantic, à 1 kilomètre au SSO de l'accueil du secteur de l'Observatoire. Leur altitude variant de 690 à 565 mètres à leurs extrémités, ces chenaux semblent indiquer une persistance de la marge glaciaire au sud du massif pendant la phase 558 mètres du lac glaciaire Chesham, puisque ceux-ci alimentent en sédiments un delta à 559 mètres d'altitude plus à l'est. Ces chenaux auraient aussi pu être actifs pendant la phase précédente de 576, considérant leur altitude. Pour toutes les phases du lac glaciaire Chesham, la marge glaciaire devait aussi impérativement bloquer le haut de la vallée de la rivière Victoria (la limite de partage étant à 528 mètres d'altitude).

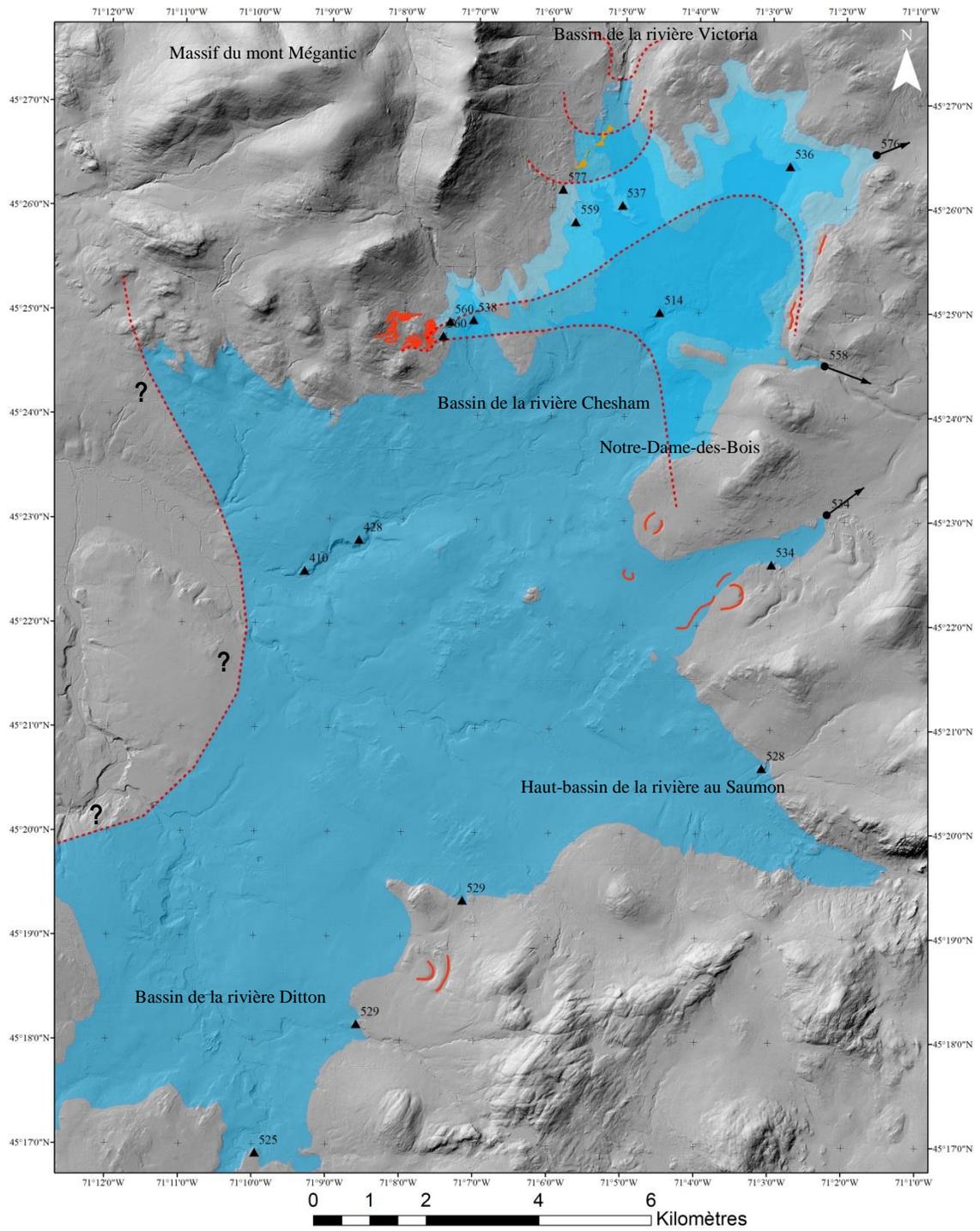


Figure 4.15 Étendue estimée des phases 572, 557 et 534 mètres du lac glaciaire Chesham et deltas et exutoires associés

Lac glaciaire au Saumon (SAU, Figure 4.16 et Figure 4.17)

Le bassin-versant de la rivière au Saumon est le plus étendu de la région du mont Mégantic et celui ayant la plus grande proximité avec le massif du mont Mégantic. Dans la région étudiée, il renferme plusieurs deltas d'une altitude maximale de 528 mètres et minimale de 369 mètres

Phases de 434 m et de 421 m (Figure 4.16)

Après un drainage des eaux du lac glaciaire Chesham, sans doute vers le bassin de la rivière Eaton Nord, le lac glaciaire au Saumon suit sa propre vallée et celles des rivières Ditton et Chesham. Contrôlé par un exutoire érodé dans le ravin de l'actuel cours d'eau Labbé jusqu'à une altitude minimale de 421 mètres, ce lac aurait duré un certain temps, considérant son étendue maximale d'une longueur N-S de 26 kilomètres (Figure 4.16). Les deltas observés ont des altitudes allant de 428 à 415 m dans le bas du bassin de la rivière Ditton, de 434 à 423 m dans le bassin de la rivière au Saumon (Figure 4.16) et de 428 à 410 m le long de la rivière Chesham. Les altitudes de ces deltas montrent un abaissement graduel du niveau lacustre engendré par l'érosion progressive de l'exutoire vers la rivière Eaton Nord, se situant à 4,3 km directement au sud de La Patrie. Les chenaux d'eau de fonte et deltas associés à 2 kilomètres au nord de La Patrie présentent ce même constat et servent à estimer ses positions marginales (Figure 4.16). Les chenaux qui leur sont associés sont aussi très rapprochés, indiquant que la marge glaciaire aurait peu régressé pendant ce laps de temps. C'est d'ailleurs à ces chenaux que serait associée la moraine de Ditchfield (McDonald, 1969; Shilts, 1981; Larocque et al., 1983; Parent, 1987; LaRocque, 1999). Cette position bordière ne se manifeste dans la région que sous forme de chenaux juxtaglaciaires, et non sous forme de crêtes morainiques. Le niveau le plus bas de cette phase lacustre aurait finalement subsisté jusqu'à ce qu'un exutoire vers le bassin du ruisseau Bury ne se libère, au NO. Cette dernière phase a aussi été décrite par Larocque *et al.* (1983) qui, eux, soutenaient qu'un lac glaciaire Victoria aurait pu se drainer vers le lac glaciaire au Saumon pendant cette période. Les observations réalisées dans le cadre de ce mémoire suggèrent plutôt que le bassin de la rivière Victoria devait alors être entièrement déglacé et envahi par le lac glaciaire Mégantic. La concentration plus élevée de deltas associés à cette phase du lac glaciaire au Saumon a aussi permis d'estimer un modèle de gauchissement, tel qu'observable à la Figure 4.17. Le taux de gauchissement obtenu grâce à la plus grande étendue de cette phase

glaciolacustre est de 0,95 m/km vers le NNO, ce qui est cohérent avec les mesures réalisées en Nouvelle-Angleterre par Oakley et Boothroyd (2012), puis Hooke et Ridge (2015), soit entre 0,85 m/km et 0,9 m/km vers le NNO et le N.

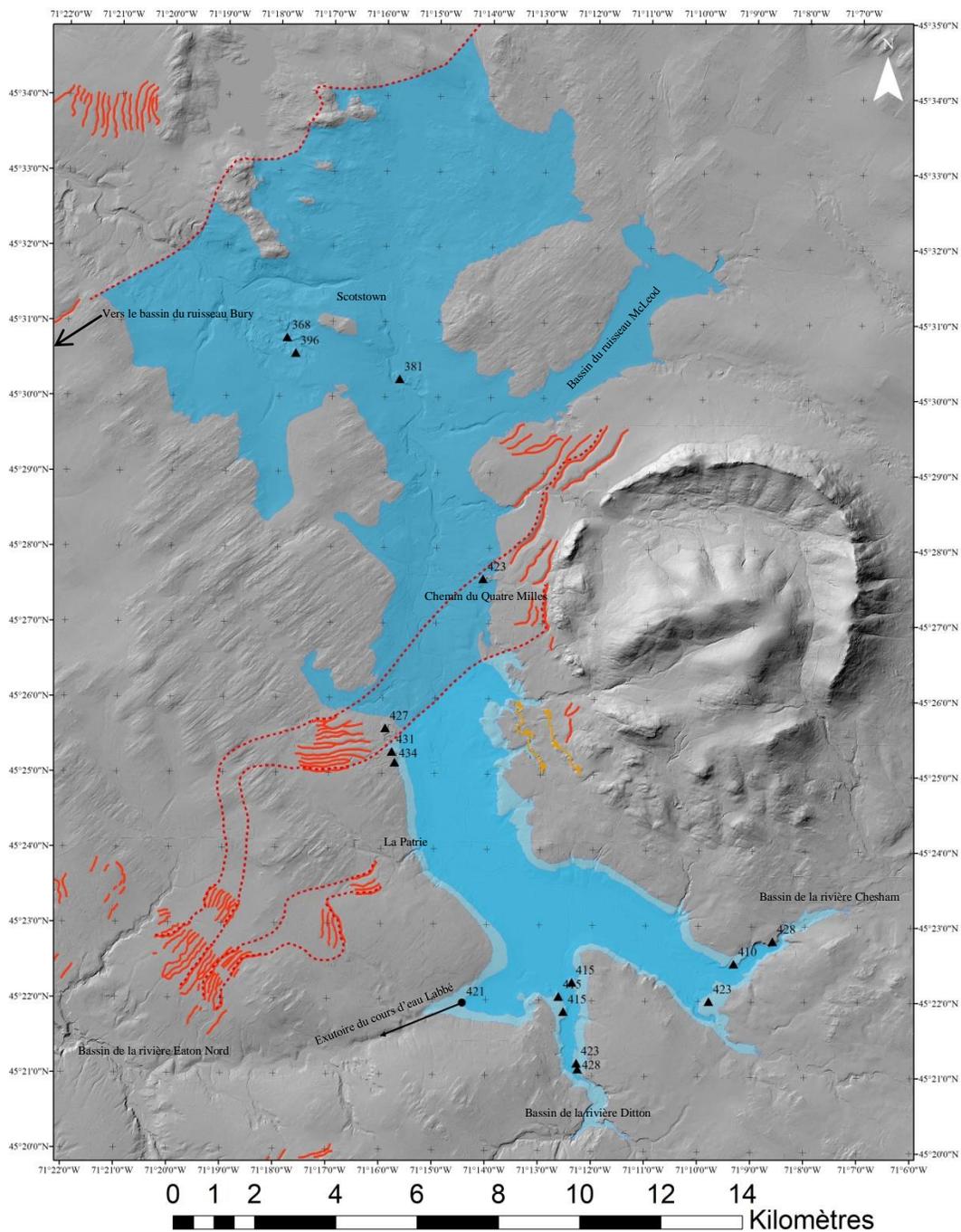


Figure 4.16 Étendue maximale estimée de la phase 434-420 m du lac glaciaire au Saumon et positions probables de la marge glaciaire

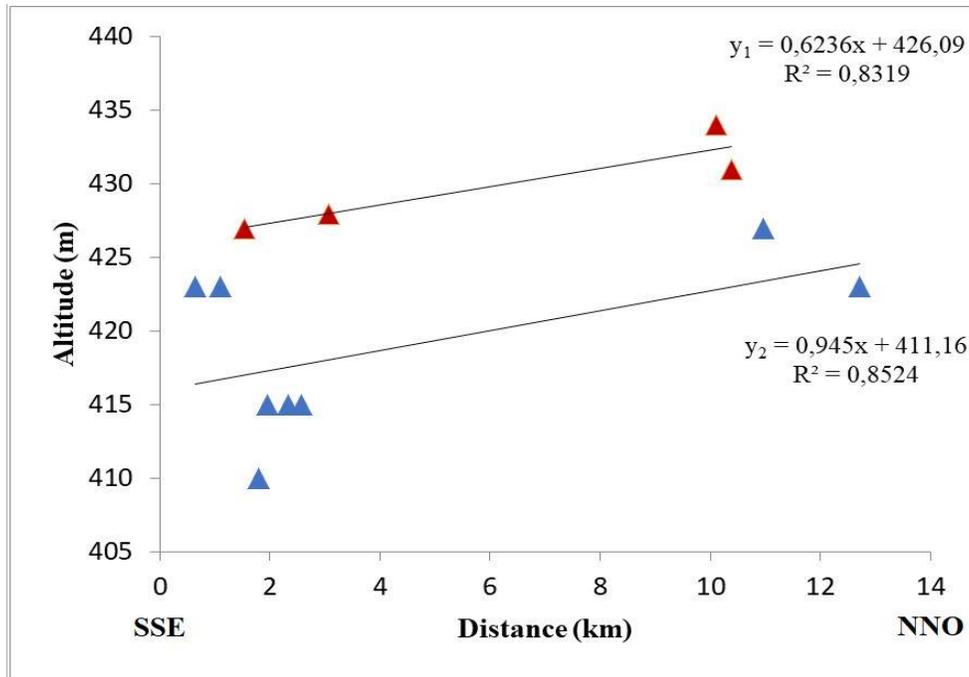


Figure 4.17 Modèle de gauchissement estimé pour les phases 434 et 421 m du lac glaciaire au Saumon à son niveau maximal (y_1 ; droite du haut) et à son niveau minimal (y_2 ; droite du bas), où chaque delta associé est représenté par un triangle, tout en prenant compte d'une orientation du gauchissement vers le NNO.

Phases 399, 381 et 369 mètres (Figure 4.18)

Les phases 399, 381 et 369 sont les trois phases les plus basses en altitude du lac glaciaire au Saumon ayant eu un impact direct sur la région à l'étude. Leur existence est attestée grâce à d'imposants deltas de plus de 10 mètres d'épaisseur aux abords de la rivière au Saumon et à proximité de la municipalité de Scotstown. Ceux-ci sont situés à des altitudes de 396, 381 et 368 mètres (Figure 4.18). Ces trois phases lacustres se sont écoulées via trois exutoires différents pour aboutir dans le bassin du ruisseau Bury, qui a lui-même été étudié par Dubois (1974). Les trois exutoires, à des altitudes de 399, 381 et 369 mètres, sont des chenaux profondément incisés suivant l'orientation de la marge glaciaire en retrait (Figure 4.18). Le premier est aujourd'hui occupé par la voie ferrée du Canadien Pacifique traversant Gould Station, le second par un cours d'eau anonyme suivant lui aussi la voie ferrée et le plus bas par le ruisseau Tambs. Le lac glaciaire au Saumon se serait ainsi drainé le long de la marge glaciaire à plusieurs occasions et

aurait eu, à sa plus grande étendue, une longueur N-S de 22 kilomètres. Des chenaux d'eau de fonte au NO de la dernière position estimée de la marge glaciaire de la Figure 4.18 indiquent qu'après la phase 369 mètres, le lac se serait drainé par une série de ruisseaux jusqu'à sa coalescence avec les eaux du bassin de la rivière Saint-François.

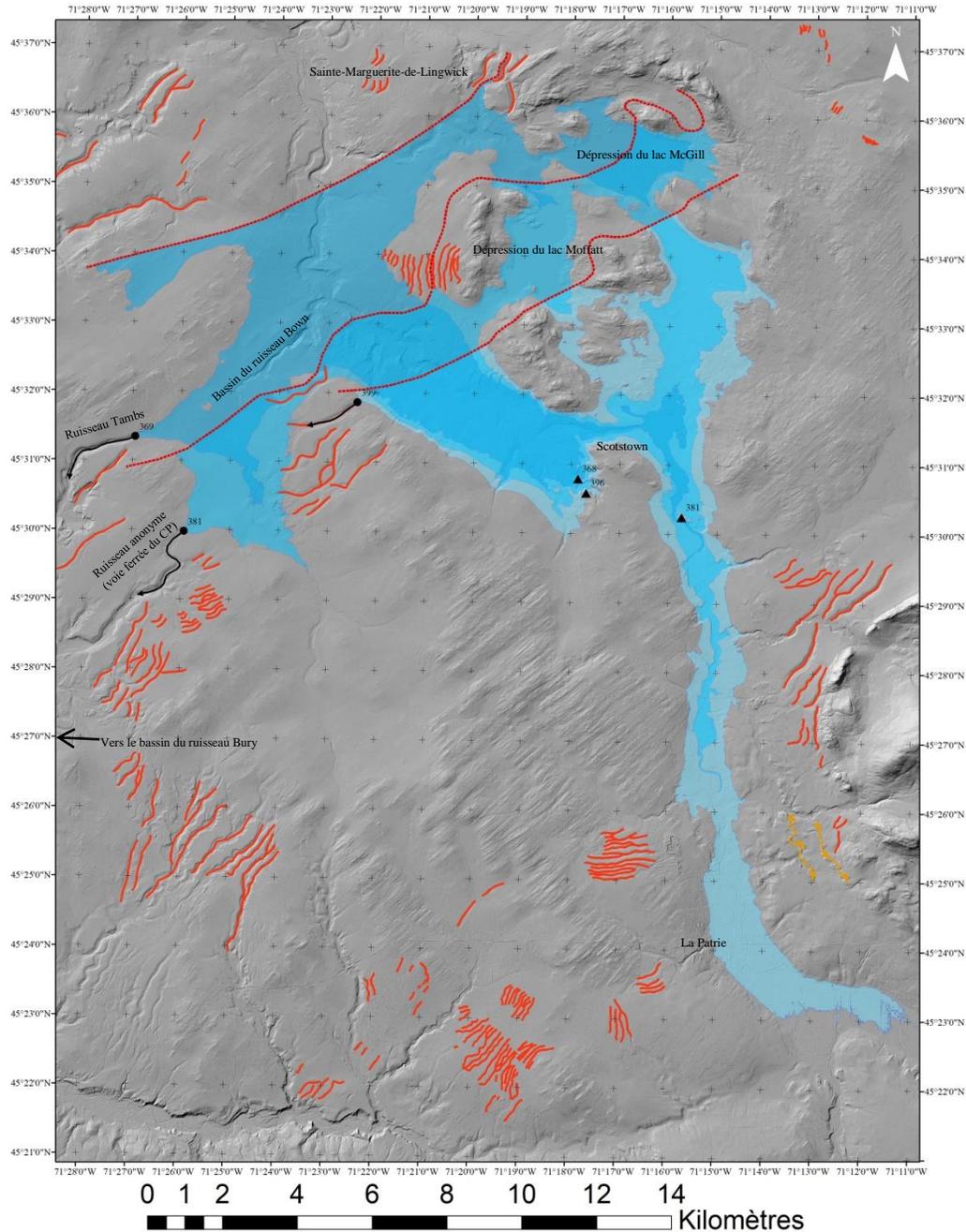


Figure 4.18 Étendues maximales estimées des phases 399, 381 et 369 m du lac glaciaire au Saumon et positions probables de la marge glaciaire

4.4.4 Déglaciation du massif du mont Mégantic

Par sa topographie, le pluton du mont Mégantic offre un milieu propice pour la formation de lacs d'obturation glaciaire à l'intérieur de sa dépression centrale. Malgré le fort degré de pente et la petite taille des bassins fluviaux actuels, quelques deltas ont été observés, témoignant de la présence de lacs glaciaires. La déglaciation du massif du mont Mégantic a dû débiter par le dégagement de ses plus hauts sommets, avec l'amincissement progressif de la glace. Vu son altitude allant jusqu'à 1 100 mètres, il s'agit du premier endroit à avoir été déglacé de la région étudiée, à peu près en même temps que les montagnes frontalières au sud (Shilts, 1981). Les reliefs abrupts seraient devenus des nunataks et avec eux seraient apparus des premières étendues d'eau de fonte, tel que proposé par LaRocque (1999). Ces lacs proglaciaires étaient petits, mais sont retraceables par photo-interprétation grâce au modèle numérique de terrain ombré.

Lac glaciaire de la Montagne (DLM, Figure 4.19)

La vallée du ruisseau de la Montagne est celle qui présente le plus grand nombre de vestiges de la déglaciation au sein du massif du mont Mégantic, avec un total de 4 deltas. Bien que jamais bien plus grands que 150 mètres de long ou de large, ces deltas ont néanmoins des altitudes de 567, 509 (deux deltas) et 484 m (Figure 4.19). On pourrait ainsi dire que le lac glaciaire de la Montagne a existé en trois phases. La plus vaste et plus ancienne (567 m) était drainée vers l'OSO pour rejoindre le lac glaciaire au Saumon via un exutoire à 567 mètres. Ce lac a pu exister tant et aussi longtemps que la marge glaciaire bloquait le drainage naturel vers le NO, à travers un col dans la couronne extérieure ouest du mont Mégantic. La seconde phase se serait quant à elle écoulée le long de la marge glaciaire venant tout juste de libérer ce col. Deux deltas à 509 mètres d'altitude viennent appuyer son existence. Débutant à une altitude de 505 mètres, un profond chenal d'eau de fonte longeant le massif est aussi observable, indiquant que cette phase lacustre se serait sans doute drainée vers le lac glaciaire au Saumon au début de sa phase 434-420 mètres, en considérant le modèle proposé plus tôt. La dernière phase observée du lac glaciaire de la Montagne (484 m) aurait quant à elle été de très faible étendue et se serait drainée, tout comme la précédente, vers le lac glaciaire au Saumon, le long d'une marge glaciaire retraitant progressivement vers le NO. Un autre chenal juxtaglaciaire, d'une altitude maximale de 481 mètres, aurait servi d'exutoire à ce lac jusqu'à ce que l'eau ne puisse être retenue plus haut. Les

chenaux d'eau de fonte observables plus au NO (Figure 4.19) traversent d'ailleurs du côté NE du ruisseau de la Montagne actuel, indiquant qu'ils drainaient un probable lac glaciaire endigué dans le bassin du ruisseau McLeod plutôt qu'une phase plus basse du lac glaciaire de la Montagne. Leur altitude va d'ailleurs en décroissant de leur extrémité NE à leur SO.

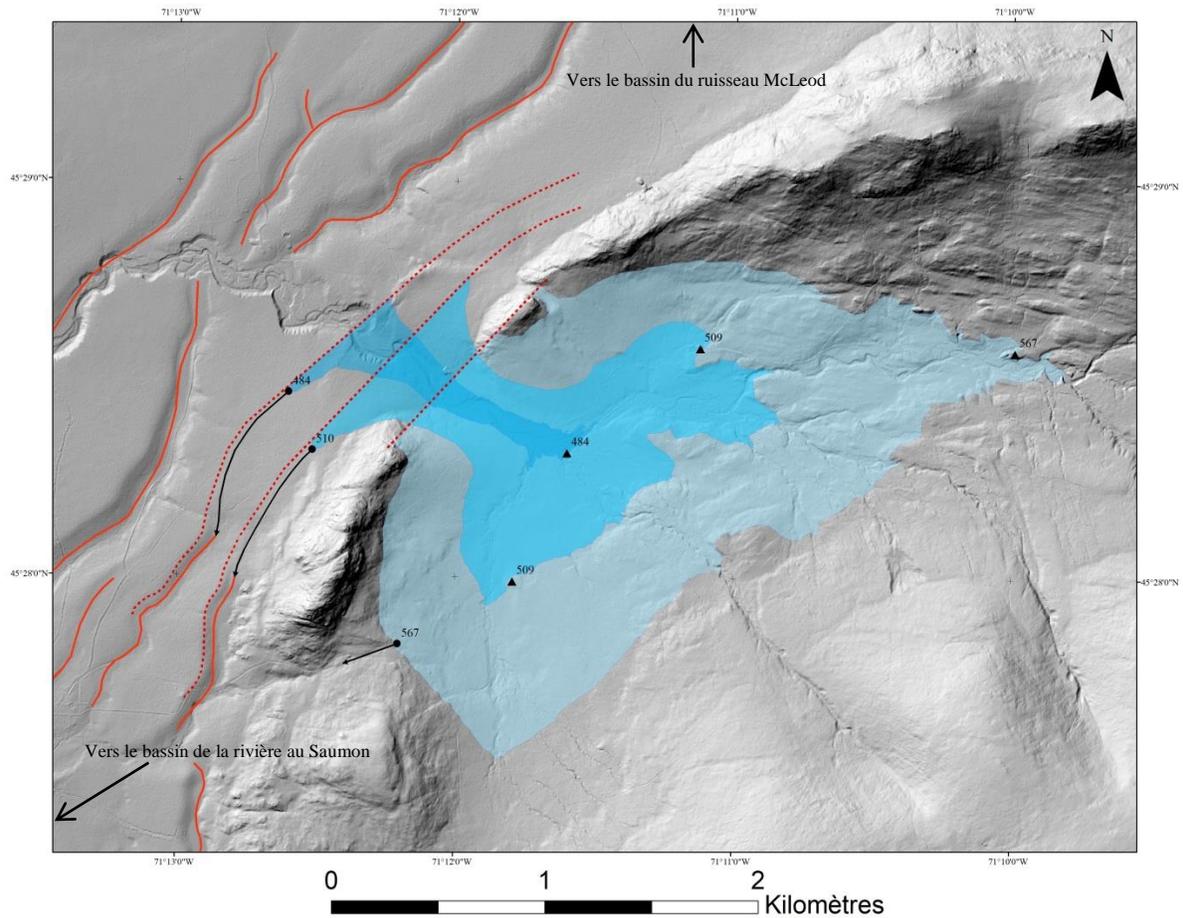


Figure 4.19 Étendues maximales estimées des phases 567, 509 et 484 m du lac glaciaire de la Montagne et positions probables de la marge glaciaire

Lac glaciaire Fortier (FOR, Figure 4.20)

La vallée du ruisseau Fortier ne semble garder les traces que d'un seul niveau lacustre, avec un delta à 586 mètres d'altitude (Figure 4.20). Cette phase lacustre a dû exister lorsque la marge glaciaire encerclait le massif du mont Mégantic après un amincissement de la glace, puisque ce niveau lacustre ne correspond à aucun niveau du lac glaciaire au Saumon, Chesham ou de la

Montagne. Les eaux de fonte devaient ainsi s'écouler entre le versant et la marge glaciaire vers le lac glaciaire Chesham ou au Saumon. Le plus haut d'entre eux a une altitude maximale de 492 mètres à son extrémité NE.

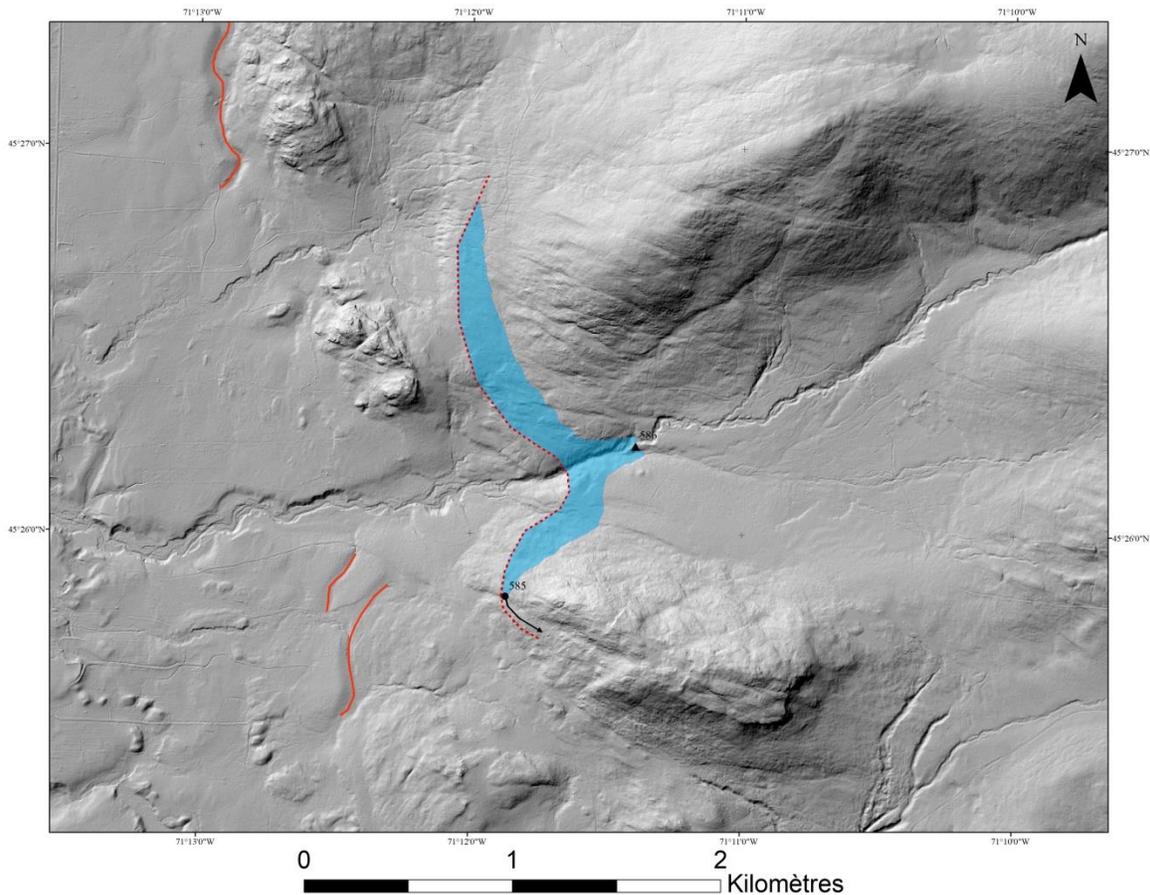


Figure 4.20 Étendue maximale estimée de la phase 586 m du lac glaciaire Fortier

Lac glaciaire Deloge (DEL)

Bien que l'existence d'un lac glaciaire dans la vallée du ruisseau Deloge soit plausible, aucune forme ni dépôt permettant de confirmer cette hypothèse n'a été observé, que ce soit par photo-interprétation ou sur le terrain. Il a ainsi été impossible de retrouver les « varves parfois écrasées par des blocs délestés [...] observées à une altitude un peu supérieure à 700 m » relevées par LaRocque (1999) et ce, même après une visite du site identifié par l'auteur. Si un tel lac avait existé, il aurait été de très faible étendue à l'intérieur du massif.

4.4.5 Patron général de la déglaciation régionale

Après analyse des formes et dépôts issus de la déglaciation, il est possible d'établir un patron général révisé de la région du mont Mégantic (Figure 4.21). Les premiers secteurs déglacés de la région auraient été les sommets frontaliers associés au haut du bassin de la rivière Clinton, au SE de la région à l'étude. Les plus hautes altitudes du massif du mont Mégantic ont également dû être libres de glace à peu près au même moment, c'est-à-dire il y a environ 13,5 - 14,2 cal. ka (11.5 ka à 12 ka ¹⁴C BP ; Dalton et al., 2020). La glace se serait d'abord amincie pour former des lobes au sein des bassins des rivières Clinton, Bergeron et Victoria, respectivement au SE, E et NE du mont Mégantic. Une estimation similaire avait été réalisée par Shilts (1981) dans sa chronologie de la déglaciation du lac Mégantic, où il décrivait entre autres les reliefs du bassin de la rivière Clinton comme des points de pivot. Un relief moins accidenté associé au haut de la rivière Saint-François du S, SO, O, NO et N du massif, aurait ensuite permis un retrait de la marge glaciaire vers le NO sous une forme beaucoup moins lobée, bien que plusieurs chenaux suggèrent toujours une certaine influence locale de la topographie, surtout liée au massif du mont Mégantic (Figure 4.21). Larocque et al. (1983) ont observé une progression similaire de la marge glaciaire à l'est du mont Mégantic, mais ont surestimé la persistance en temps de la marge glaciaire au-dessus du bassin de la rivière Victoria. Shilts (1981) a quant à lui encore vu juste dans son interprétation, notamment en ce qui a trait à la position de la moraine de Ditchfield. Shilts n'avait cependant pas pris en compte la partie ouest du massif du mont Mégantic, celle associée au haut bassin de la rivière Saint-François. Larocque et al. (1983) ont quant à eux proposé un modèle pour le bassin de la rivière au Saumon et ont eu des conclusions fort similaires à celles de ce mémoire. La même chose peut être dite des travaux de LaRocque (1999), dont le schéma chronologique des lacs glaciaires de la région concorde plutôt fidèlement à l'historique proposé dans le cadre de ces travaux. Cependant, le soi-disant « lac proglaciaire Papawikotekw » endigué dans le haut du bassin de la rivière Chaudière (LaRocque, 1999) ne serait en réalité qu'une erreur d'interprétation du phénomène de lobation de la marge glaciaire dans le haut des bassins des rivières Clinton et Arnold. Finalement, la totalité de la région ainsi que le reste des Appalaches du sud du Québec aurait été déglacée moins de 1 000 ans plus tard, il y a 12,8 cal. ka (\approx 11 000 ans ¹⁴C BP).

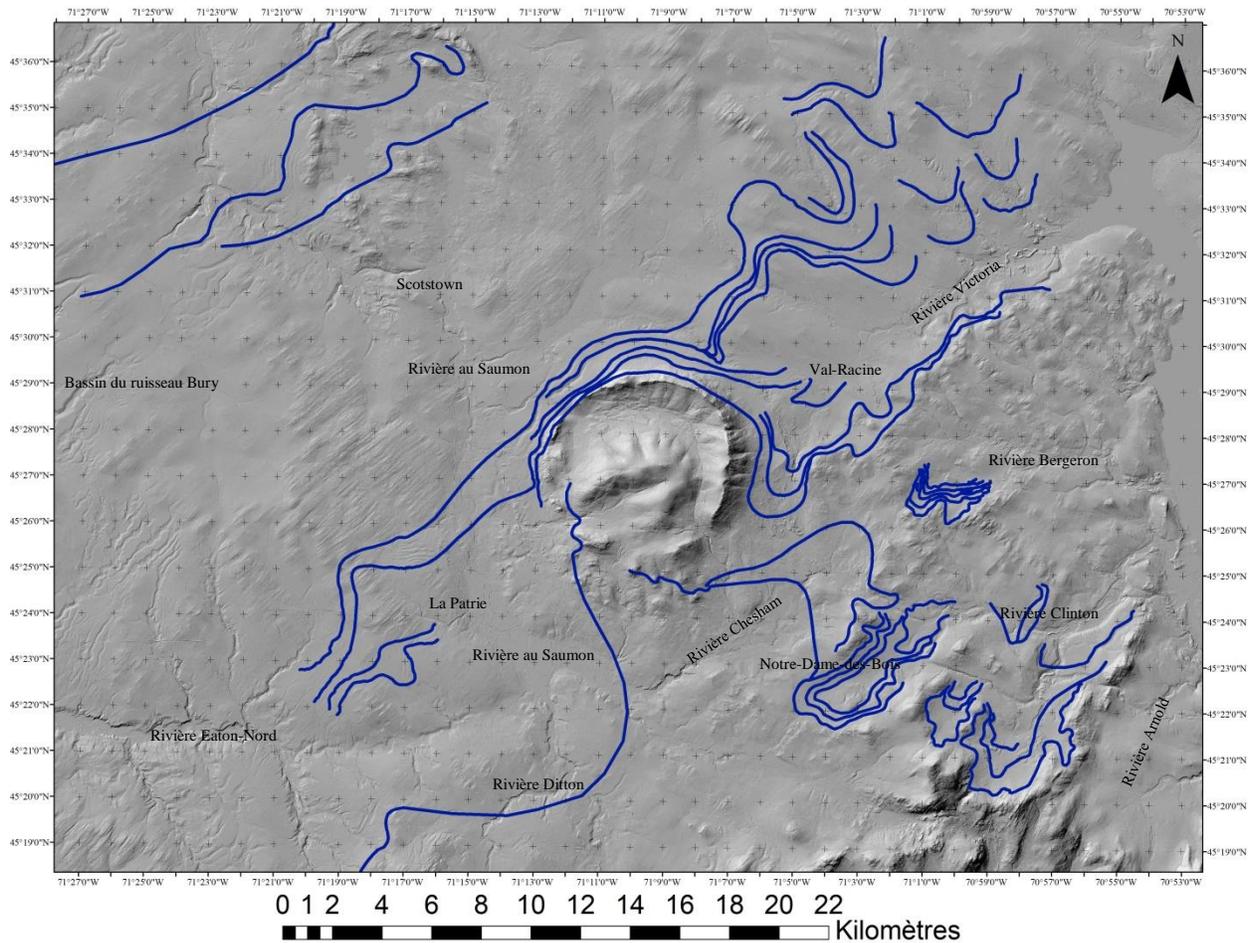


Figure 4.21 Compilation des marges glaciaires proposées (lignes bleues) indiquant une déglaciation depuis le SE vers le NO de la région du mont Mégantic

4.5 La période post-glaciaire holocène (MIS 1)

Après que la région du mont Mégantic ait été entièrement déglacée, les différents processus d'accumulation et de météorisation se sont poursuivis dans un milieu naturel dynamique depuis les 11 000 dernières années. Ceux-ci ont permis la formation de dépôts alluviaux, de milieux humides ainsi que de dépôts de versants.

4.5.1 Formation des dépôts alluviaux

Les différentes rivières de la région ont évolué au fil du temps et ont déposé des sédiments alluviaux au fond de leurs lits respectifs. Ces lits aux formes dynamiques sont influencés par les variations saisonnières, notamment en ce qui concerne les précipitations nivales. Les dépôts alluviaux de la région sont aussi devenus fort populaires dans l'histoire récente vu leur contenu aurifère. Ils occupent la majorité des lits des rivières qui s'écoulent dans la région et peuvent servir à reconstruire les anciens tracés de celles-ci.

4.5.2 Formation des milieux humides

Les milieux humides se sont formés dans les dépressions de la roche-mère, permettant de créer des conditions d'eau stagnante, idéales pour l'accumulation de la tourbe de sphaigne. Sous forme de tourbière, ces milieux humides sont fragiles et présentent une grande biodiversité végétale et animale, ce qui justifie la création du Parc régional du Marécage des Scots, au nord-ouest du massif du mont Mégantic. Occupant le bassin du ruisseau McLeod, ce parc est géré par la MRC du Haut-Saint-François.

4.5.3 Formation des dépôts de versants

Que ce soit des résultats de glissements de terrain ou d'éboullis, les dépôts de versants sont fortement concentrés dans le massif du mont Mégantic. Sous forme de colluvions, ces dépôts sont la conséquence du relèvement isostatique et de la forte exposition des versants aux agents géomorphologiques comme le gel. Une grande partie de la périphérie du massif est d'ailleurs recouverte d'une couche de colluvions qui a été ignorée lors de l'élaboration de la cartographie, vu sa faible pertinence dans l'atteinte des objectifs de cette recherche. Des lits de roches (*felsenmeers*) ont également été rapportés par Clément et Pelletier (1980) dans les plus hautes altitudes du massif, mais n'ont pas été recensés dans ce mémoire.

CONCLUSION

Ce mémoire avait comme objectif principal de préciser la paléogéographie wisconsinienne de la région du mont Mégantic. Pour ce faire, le projet de recherche était divisé en trois objectifs secondaires : l'identification et la caractérisation des formes et dépôts superficiels, l'interprétation du schéma d'écoulement glaciaire régional ainsi que l'élaboration d'un nouvel historique du phénomène glaciolacustre lors de la déglaciation post-Wisconsinien. Échelonné sur quatre chapitres répondant à chacun de ces objectifs secondaires, cette recherche a aussi permis la réalisation d'une mise à jour cartographique d'échelle 1 : 20 000 des formes et dépôts quaternaires de la région du mont Mégantic, couvrant l'intégralité du quart NE du feuillet 21E06 ainsi que des parties des quarts périphériques des feuillets 21E06, 21E07, 21E10 et 21E11. À partir de cette carte, il devient entre autres possible de proposer une chronologie des mouvements glaciaires ainsi que de la déglaciation, incluant l'estimation de l'étendue des différents lacs glaciaires ayant occupé les vallées principales de la région étudiée. Ces objectifs ont été réalisés à l'aide des systèmes d'information géographique, des données de campagnes de terrain ainsi que des analyses en laboratoire.

Les observations réalisées près du massif du mont Mégantic ont révélé une multitude de formes glaciaires et une orientation préférentielle des clastes contenus dans le till indiquant un écoulement vers l'ESE. Cependant, l'écoulement serait graduellement passé de l'ESE vers le SE, si l'on tient compte de l'orientation préférentielle des clastes observés plus haut dans le till, variation qui est confirmée par la présence de marqueurs lithologiques clairs provenant de sources au NO, comme le Pluton de Scotstown et le Complexe d'Ascot. Tous les marqueurs de la déglaciation indiquent ensuite un amincissement de la glace depuis les plus hauts sommets appalachiens, suivi du retrait de la marge glaciaire vers le NO qui aurait permis la formation de lacs glaciaires dans le haut-bassin des rivières Chaudière et au Saumon, ainsi qu'au cœur du massif du mont Mégantic. En appliquant un gauchissement de 0,9 m/km vers le NNO à travers toute la région, plusieurs étendues glaciolacustres ont pu être retracées. Le calcul d'un gauchissement régional à l'aide des formes glaciolacustres s'est avéré complexe, dû à la rareté de

celles-ci au sein des régions étudiées. Un taux de gauchissement vers le NNO de 0,95 m/km a néanmoins pu être obtenu en corrélant les altitudes des deltas associés à la phase la plus vaste du lac glaciaire au Saumon, occupant le bassin actuel de la rivière au même nom. La littérature (Oakley et Boothroyd, 2012; Hooke et Ridge, 2015) a permis d'attribuer un taux de gauchissement de 0,9 m / km, qui a semblé concorder avec les observations par photo-interprétation, mais aussi se rapprocher significativement du taux de gauchissement calculé avec les deltas du lac glaciaire au Saumon. Parmi les étendues lacustres retracées ainsi, le lac glaciaire Chesham aurait eu des phases à 572, 557 et 534 m, alors que le lac glaciaire au Saumon aurait existé à des niveaux de 484, 434-420, 399, 381 et 369 m et le lac glaciaire de la Montagne à 567, 509 et 484 m d'altitude. D'autres lacs éphémères auraient aussi existé au sein des rivières Clinton, Bergeron, Victoria et Ditton, de plus que du ruisseau Fortier.

Les résultats obtenus dans le cadre de cette recherche ont néanmoins été limités au niveau de l'accessibilité des sites, principalement ceux à l'extérieur du Parc national du Mont-Mégantic, qui étaient souvent sur des propriétés privées, densément végétalisées ou aux infrastructures routières insuffisantes, et où la couverture de télécommunications était faible voire inexistante. Deuxièmement, le calcul du taux de gauchissement régional s'est avéré quelque peu complexe, dû à la rareté des formes deltaïques et littorales bien définies dans les bassins principaux de la région, sans doute dû au caractère très éphémère des phases lacustres des lacs glaciaires.

La méthode d'interpolation *Trend* s'est quant à elle avérée relativement adéquate pour estimer les effets du gauchissement et modéliser l'étendue des différents lacs glaciaires de la région étudiée, bien que cette dernière soit significativement plus petite que celles où cette méthode est habituellement appliquée. Il pourrait être intéressant de valider les résultats obtenus à l'aide d'autres méthodes d'interpolation, telles que le krigeage.

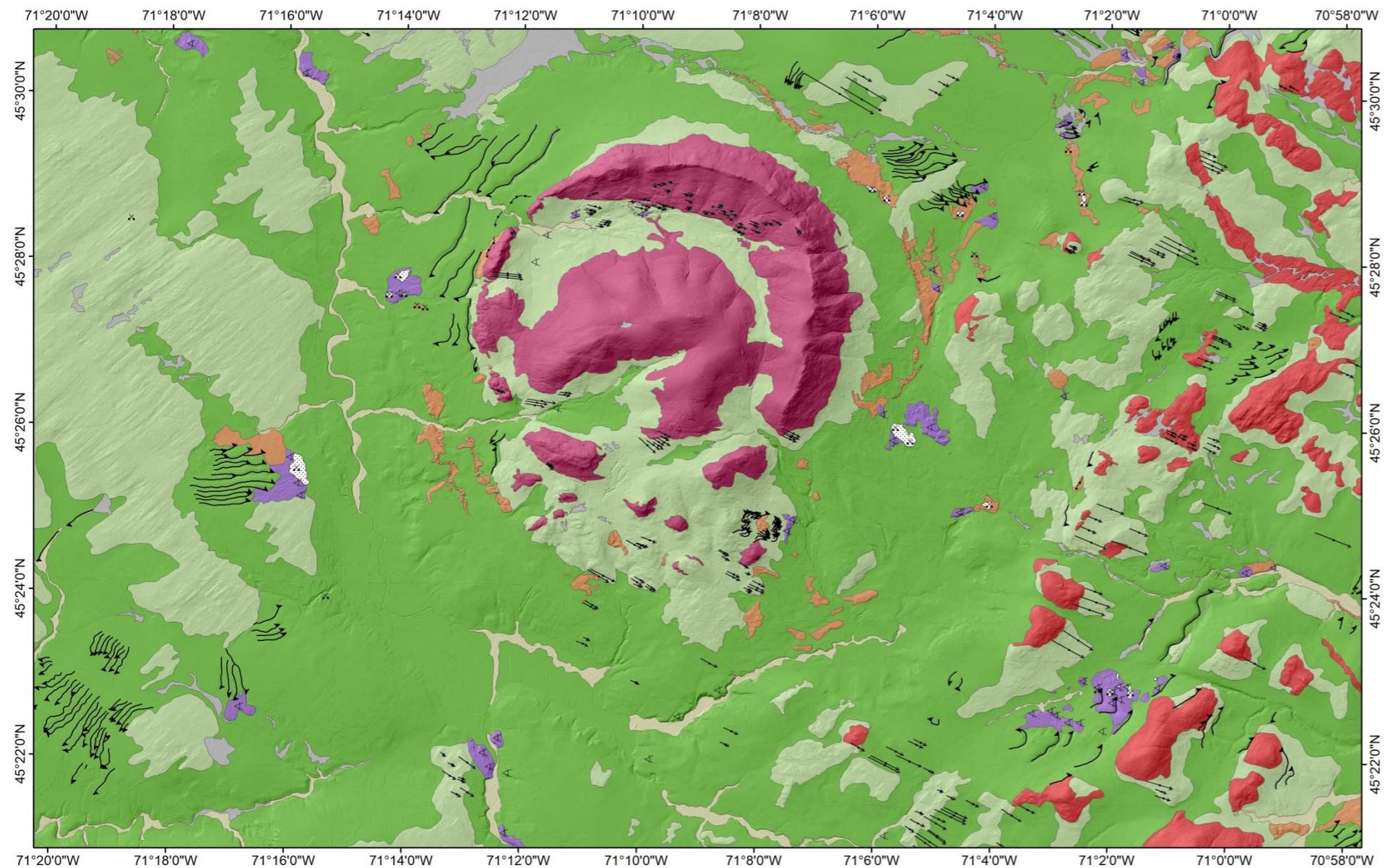
Il est d'autant plus à noter que plusieurs deltas observés près des rivières affluentes du lac Mégantic (Clinton et Victoria) existent à des altitudes (respectivement 484 m et 465 m) qui pourraient impliquer des phases plus élevées que celles proposées pour le lac glaciaire Mégantic (la plus élevée ayant un exutoire à 430 m). Des deltas observés sur les versants des montagnes frontalières sembleraient aussi avoir été formés suite à l'amincissement d'un lobe glaciaire,

phénomène aussi abordé par Shilts (1981), mais dont l'influence semble avoir été généralisée dans les hauts-reliefs appalachiens, au SE de la région étudiée.

Comme complément d'information, il serait intéressant de retracer l'étendue de la lentille de Drolet dans la région étudiée et de mesurer l'influence du massif du mont Mégantic dans son aire de mise en place ; ce dernier aurait pu agir comme un obstacle majeur. Outre les travaux de Shilts (1981) et de Caron (2012), peu d'information existe au sujet de cette dernière et aucune ne se concentre sur les régions à l'ouest du bassin-versant de la rivière Chaudière. De plus amples études pourraient également être réalisées concernant le phénomène de *tunnel valley* que l'on retrouve dans les Appalaches du sud du Québec et sur le flanc NE du Mont Mégantic. L'origine de ces anciennes vallées maintenant remplies de sédiments demeure source de débats. Il est observé au sein de ce mémoire que ce phénomène semble coïncider avec la formation de lobes glaciaires lors de la déglaciation de la région. En effet, il a été possible d'observer ces *tunnel valleys* près des endroits où d'importants chenaux juxtaglaciaires indiquent, de par leur localisation et leur orientation, que la glace en retrait aurait épousé les obstacles topographiques majeurs comme le massif du mont Mégantic et les montagnes frontalières, laissant autour de ces collines des eskers et des delta-kames, formes elles aussi typiquement juxtaglaciaires. La présence de ces formes à la surface est d'ailleurs un indice crucial à prendre en considération pour valider ou non l'hypothèse des *tunnel valleys* dans ce secteur.

En conclusion, d'une part, ce travail de recherche permet de mieux comprendre le mode de retrait des glaciers du Quaternaire dans le sud du Québec et plus localement dans les Appalaches. Les résultats montrent notamment l'utilité de l'étude des lacs glaciaires à cette fin. D'autre part, la cartographie réalisée des formes et dépôts de surface pourra être utilisée afin d'identifier les zones potentielles de recharge des aquifères. Enfin, la somme des connaissances acquises sur l'histoire géologique récente de la région du mont Mégantic et l'identification des sites naturels qui en témoignent permettent, à terme, de répondre à un des principaux objectifs des parcs nationaux du Québec, soit de favoriser la découverte et la préservation des milieux naturels à travers l'éducation scientifique.

ANNEXE A
CARTOGRAPHIE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES DE LA RÉGION DU MONT
MÉGANTIC (21E06NE ET ENVIRONS)



QUATERNAIRE

POSTGLACIAIRE
SÉDIMENTS ORGANIQUES

○ **Sédiments organiques non différenciés**

SÉDIMENTS ALLUVIAUX

Ap **Alluvions actuelles** : sables, graviers et cailloux contenant fréquemment de la matière organique; de 0,5 à 5 m d'épaisseur; levées, barres et plaines alluviales actuelles.

SÉDIMENTS GLACIOLACUSTRES

LGd **Sédiments deltaïques et prodeltaïques** : silt, sable, sable grossier et sable graveleux; de 4 à 20 m d'épaisseur; mis en place à le long des cours d'eau ou à l'embouchure des chenaux d'eau de fonte qui se déversaient dans les lacs proglaciaires régionaux; montrant une surface plane.

SÉDIMENTS FLUVIOGLACIAIRES

Gx **Sédiments juxtaglaciaires** : sable et gravier, blocs, un peu de till ou de diamicton; jusqu'à 20 m d'épaisseur; formant des eskers, des kames et des crêtes morainiques dont la surface est généralement bosselée.

SÉDIMENTS GLACIAIRES

Tc **Till en couverture généralement continue** : diamicton à matrice principalement silto-argileuse comprenant des faciès de fond et d'ablation; épaisseur supérieure à 1 m; en surface, cette unité est surtout présente dans les hauts-plateaux appalachiens

Tm **Till en couverture mince et discontinue** : diamicton comprenant principalement des faciès de fond de moins de 1 m et de plus de 30 cm d'épaisseur et dont la surface est généralement ponctuée d'affleurements rocheux; la structure du roc sous-jacent transparaît sur les photographies aériennes. Unité présente principalement dans les régions de socle.

PRÉ-QUATERNAIRE

SUBSTRAT ROCHEUX

R **Roche non différenciée**
Ri **Roches ignées intrusives du mont Mégantic (granite, gabbro et syénite)**

SYMBOLES

- Gravière, sablière active
- Gravière, sablière
- Delta glaciolacustre
- Crête morainique mineure
- Chenal juxtaglaciaire
- Esker (sens d'écoulement connu)
- Trainée morainique derrière abris rocheux



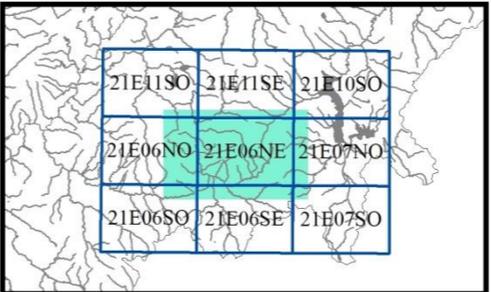
Le modèle numérique de terrain ombré en fond de carte a été créé à partir des données du LiDAR du Ministère des Forêts, de la Faune et des Parcs du Québec
Source lumineuse: azimuth 45°, angle par rapport à l'horizontal 45°, exagération verticale de 1x

GÉOLOGIE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES
RÉGION DU MONT MÉGANTIC

ESTRIE - QUÉBEC

Échelle 1:20 000

Projection Mercator Transverse modifiée (MTM) Zone 7
Datum NAD83 du Système national de référence spatiale (CSRS)



Géologie du Quaternaire par Antoine Morin (2022)
Cartographie numérique réalisée par Antoine Morin (2022)

ANNEXE B

PROTOCOLE DE PRÉPARATIONS ET DE MANIPULATIONS MISES EN ŒUVRE POUR
LA RÉALISATION DES ANALYSES GRANULOMÉTRIQUES

PROTOCOLE DE PRÉPARATION ET D'ANALYSE GRANULOMÉTRIQUE

1. Pré-traitement des échantillons (graviers, sables, silts, argiles, etc.)

1.1 Préparations manuelles

- a. Étaler les échantillons dans des assiettes d'aluminium et les identifier de façon distinctive.
- b. Pilonner les échantillons afin d'en garder que les plus petites fractions possibles en vue d'un séchage.
- c. Laisser sécher les échantillons pendant la nuit et pilonner à nouveau le lendemain pour séparer encore mieux les grains.

1.2 Tamisage manuel (ou *sieving*)

- a. Préparer une colonne de tamis de chaque dimension de grain souhaitée pour l'analyse, débutant par la plus petite fraction au plus bas et la plus grande toute en haut. Les dimensions de tamis du USA Standard suggérées sont les suivantes, de bas à haut : 63 μm , 125 μm , 250 μm , 500 μm , 1 mm, 2 mm et 4 mm.
- b. Déposer l'échantillon complètement sec au sommet de la colonne de tamisage, verrouiller les vis d'étanchéité et activer l'appareil de secouage mécanique des tamis pendant 15 à 20 minutes à une amplitude de 45. Pour un résultat fiable et généralement reproductible, un secouage de 20 minutes est recommandé (Switzer & Pile, 2015).
- d. Après le secouage, démonter la colonne tamis par tamis, du plus haut jusqu'au plus bas. La suite des manipulations consiste à utiliser une balance afin de peser la masse de sédiments emprisonnée dans chaque tamis correspondant aux diverses dimensions. Il s'agira de calculer la proportion de la masse de chaque tamis par rapport à la masse totale de l'échantillon. Noter les résultats de la pesée. Ne conserver que la fraction < 2 mm en vue de la défloculation, puisqu'il s'agit de la matrice du sol étudié, l'élément pour lequel une analyse granulométrique est nécessaire.

1.3 Préparations chimiques (défloculation)

- a. Préparer une solution de pyrophosphate de sodium diluée à 5%, en plaçant, dans un grand bécher d'un Litre, 50 g de sel de $\text{Na}_6\text{O}_{18}\text{P}_6$ dans un Litre d'eau distillée.
- b. Remuer jusqu'à dissolution complète du sel de $\text{Na}_6\text{O}_{18}\text{P}_6$ dans l'eau distillée.
- c. Placer 30 g d'un échantillon de sol dans un bécher et y ajouter 15 ml de la solution préparée en a (2 ml de solution par g d'échantillon). Bien identifier le bécher selon son échantillon correspondant.
- d. Placer le bécher dans un bassin d'eau placé sur une plaque chauffante et maintenu à 90°C afin de favoriser un chauffage uniforme de la solution. Remuer le tout pendant 10 à 20 minutes.

2. Traitement des échantillons

2.2 Analyse par diffraction au laser (ou *laser diffraction analysis*, LDA)

- a. La LDA est possible grâce à l'appareil de mesure granulométrique au laser Fritsch Analysette 22, qui a sa propre méthode à utiliser afin de procéder à une analyse des échantillons. Toute manipulation de préparation de la machine et procédure de sécurité doit être respectée en suivant à la lettre le guide d'utilisation (FRITSCH, 2015). Lorsque la machine a été calibrée (standards F500 et F70 fournis avec l'appareil) et que tout a été vérifié, il est possible de poursuivre avec l'analyse. Un nettoyage de l'appareil (*Clean/Fill*) est recommandé.
- b. Les échantillons de fraction < 2 mm recueillis précédemment peuvent être directement utilisés au sein de l'Analysette 22 par la méthode humide. Cette méthode utilise le module de méthode humide qui se doit d'être adéquatement branché dans le module principal et alimenté en eau distillée.
- c. Après l'étape des standards, décrite en détails dans le manuel d'utilisation de la machine (page 68), il est possible de procéder avec ses propres échantillons. Dans le logiciel *MaS Control*, sélectionner l'option *Full Range (0,002 – 2 mm)* en vue des mesures granulométriques par diffraction laser.

d. Avec les instructions de manipulations détaillées, la méthode humide consiste à déposer un tout petit échantillon dans la cuvette de l'Analysette. La machine effectuera d'abord une calibration du laser afin de mesurer l'intensité du bruit de fond (particules solubles dans l'eau) et demandera ensuite d'y déposer l'échantillon. Les grains contenus dans cet échantillon sont ensuite mesurés et comptés automatiquement.

f. Les données obtenues après ce processus classent les différents grains selon leur diamètre et offrent les proportions de sables, silts et argile selon l'échelle désirée (ex. : Wentworth). Elles peuvent être extraites sous forme de diagramme (.png) tableau *Excel* (.xls) afin de pouvoir les manipuler à l'extérieur du logiciel *MaS*.

BIBLIOGRAPHIE

- Amon, L., Hargan, K., Sachse, D., Whyte, C., St-Jacques, J.-M. (dir.) et Peros, M. (dir.) (2021). *Environnement tardiglaciaire et postglaciaire à la tourbière de Scotstown, sud du Québec, à l'aide d'indicateurs multiples*. Communication donnée dans le cadre du 88^e congrès de l'ACFAS (en ligne).
- Andrews, J.T. et Dyke, A.S. (2007). Late Quaternary in North America, in S.A. Elias (dir.) *Encyclopedia of Quaternary Science*, Amsterdam: Elsevier, p. 1095-1101.
- Balescu, S., Lamothe, M., Auclair, M. et Shilts, W.W. (2001). IRSL dating of Middle Pleistocene interglacial sediments from southern Quebec (Canada) using multiple and single grain aliquots, *Quaternary Science Reviews*, 20, 821-824.
- Barth, A.M., Marcott, S.A., Licciardi, J.M. et Shakun, J.D. (2019). Deglacial Thinning of the Laurentide Ice Sheet in the Adirondack Mountains, New York, Revealed by 36Cl Exposure Datin, *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 34, 6, 946-953.
- Basham, I.R. (1974). Mineralogical changes associated with deep weathering of gabbro in Aberdeenshire, *Clay Minerals*, 10, 3, 189-202.
- Bédard, M. (2020). *Séminaire de méthodologie, GEO8100*. Montréal : Université du Québec à Montréal, Département de géographie.
- Benn, D.I. et Evans, D.J.A. (2010). *Glaciers and Glaciation*. Londres: Hodder Education
- Blais, A. (1989). *Lennoxville glaciation of the middle Chaudière and Etchemin valleys, Beauce region, Quebec*, mémoire de maîtrise non-publié. Ottawa : Carleton University, Centre Géoscientifique d'Ottawa-Carleton.
- Boissonault, P. et Gwyn, Q.H.J. (1983). L'évolution du lac proglaciaire Memphrémagog, sud du Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, 37, 2, 197-204.
- Canada. Base nationale de données topographiques (2007). Ressources naturelles Canada : Ottawa, 1 : 50 000, système national de référence cartographique 21E06, Ottawa.
- Canada. Commission géologique du Canada (1981). *Ottawa : Canada*. Carte 1494A, 1 : 100 000, système national de référence cartographique 21E, Ottawa.
- Caron, O.J. (2012). *Synthèse et modèle cartographique 3D des formations quaternaires pour les bassins-versants des rivières Chaudière et Saint-François: géochronologie, stratigraphie et paléogéographie wisconsinienne du Québec*, thèse de doctorat non-publiée. Montréal : Université du Québec à Montréal, Département des sciences de la Terre et de l'atmosphère.

- Chalmers, R. (1898). Report on the surface geology and auriferous deposits of south-eastern Quebec, *Geological Survey of Canada*, 10, J, 1.
- Clark, T.H. (1937). Northward moving ice in Southern Quebec, *American Journal of Science*, 34, 201, 215-220.
- Clément, P. et Parent, M. (1977). Contribution à l'étude de la déglaciation wisconsinienne dans le centre des Cantons de l'Est, Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, 31, 3-4, 217-228.
- Clément, P. et Pelletier, J. (1980). Le Mont Mégantic (Québec) : essai de mise au point géomorphologique, *Géographie physique et Quaternaire*, 34, 2, 175-185.
- Dalton, A.S., Margold, M., Stokes, C.R., Tarasov, L., Dyke, A.S., Adams, R.S., Allard, S., Arends, H.E., Atkinson, N., Attig, J.W., Barnett, P.J., Barnett, R.L., Batterson, M., Bernatchez, P., Borns Jr., H.W., Breckenridge, A., Briner, J.P., Brouard, E., Campbell, J.E., Carlson, A.E., Clague, J.J., Curry, B.B., Daigneault, R.-A., Dubé-Loubert, H., Easterbrook, D.J., Franzi, D.A., Friedrich, H.G., Funder, S., Gauthier, M.S., Gowan, A.S., Harris, K.L., Héту, B., Hooyer, T.S., Jennings, C.E., Johnson, M.D., Kehew, A.E., Kelley, S.E., Kerr, D., King, E.L., Kjeldsen, K.K., Knaeble, A.R., Lajeunesse, P., Lakeman, T.R., Lamothe, M., Larson, P., Lavoie, M., Loope, H.M., Lowell, T.V., Lusardi, B.A., Manz, L., McMartin, I., Nixon, F.C., Occhietti, S., Parkhill, M.A., Piper, D.J.W., Pronk, A.G., Richard, P.J.H., Ridge, J.C., Ross, M., Roy, M., Seaman, A., Shaw, J., Stea, R.R., Teller, J.T., Thompson, W.B., Thorleifson, L.H., Utting, D.J., Veillette, J.J., Ward, B.C., Weddle, T.K. et Wright Jr., H.E. (2020). An updated radiocarbon-based ice margin chronology for the last deglaciation of the North American Ice Sheet Complex, *Quaternary Science Reviews*, 234, 2-27.
- Dubois, J.-M. (1974). Phases et formes de déglaciation du bassin du Bury, Estrie, Québec, *Revue de géographie de Montréal*, 28, 4, 389-405.
- Ehlers, J. et Gibbard, P.L. (2007). Glaciations: Overview, in S.A. Elias (dir.) *Encyclopedia of Quaternary Science*, Amsterdam: Elsevier, 1023-1031.
- Evans, D.J.A. et Benn, D.I. (2007). Glacial Landforms: Introduction, in S.A. Elias (dir.) *Encyclopedia of Quaternary Science*, Amsterdam: Elsevier, 757-772.
- Feininger, T. et Goodacre, A.K. (2003). The distribution of igneous rocks beneath Mont Mégantic (the easternmost Monteregian) as revealed by gravity, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40, 765-773.
- Ferland, P. et Occhietti, S. (1990). Révision du stratotype des Sédiments de Saint-Pierre et implications stratigraphiques, vallée du Saint-Laurent, Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, 44, 2, 147-158.
- Foland, K.A., Gilbert, L.A., Sebring, C.A., Chen, J.-F. (1986). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages for pluton of the Monteregian Hills, Quebec: Evidence for a single episode of Cretaceous magmatism, *Geological Society of America Bulletin*, 97, 8, 966-974.

- FRITSCH (2015). *Analysette 22 Laser-Particle Sizer*, [guide d'utilisation], Idar-Oberstein, Fritsch GmbH.
- Fulton, R.J., Commission géologique du Canada et Geological Society of America (1989). *Quaternary geology of Canada and Greenland*. Ottawa : Geological Survey of Canada.
- Gadd, N.R. (1960). Surficial geology of the Bécancour map-area, Quebec, *Geological Survey of Canada*, paper 59-8.
- Gadd, N.R. (1964). Report of activities: Field, 1964, *Geological Survey of Canada*, paper 65-1.
- Gadd, N.R. (1971). Pleistocene geology of the central St. Lawrence lowland, *Geological Survey of Canada*, memoir 359.
- Gadd, N.R., McDonald, B.C. et Shilts, W.W. (1972). Deglaciation of Southern Quebec, *Geological Survey of Canada*, paper 71-47.
- Gagnon, S. (2006). *Cartographie géomorphologique détaillée et reconstitution de la paléogéographie wisconsinienne du massif du mont Mégantic, sud du Québec*, mémoire de maîtrise non-publié. Sherbrooke : Université de Sherbrooke, Département de géomatique appliquée.
- GRANULAB (2015). Rapport d'analyse sur sols : Excavation Bochemins – La Patrie, 2015-038.
- Hooke, R.L. et Ridge, J.C. (2016). Glacial lake deltas in New England record continuous, not delayed, postglacial rebound, *Quaternary Research*, 85, 399-408.
- Kehew, A.E., Piotrowski, J.A. et Jørgensen, F. (2012). Tunnel valleys: Concepts and controversies – A review, *Earth-Science Reviews*, 113, 1-2, 33-58.
- Koester, A.J., Shakun, J.D., Bierman, P.R., David, P.T., Corbett, L.B., Braun, D. et Zimmerman, S.R. (2017). Rapid thinning of the Laurentide Ice Sheet in coastal Maine, USA, during late Heinrich Stadial 1, *Quaternary Science Reviews*, 163, 1, 180-192.
- Lamarche, R.Y. (1971). Northward moving ice in the Thetford Mines area of Southern Quebec, *American Journal of Science*, 271, 383-388.
- Lamarche, R.Y. (1974). Southeastward, Northward, and Westward Ice Movement in the Asbestos Area of Southern Quebec, *Geological Society of America Bulletin*, 85, 465-470.
- Lamothe, M. et Auclair, M. (2000). The fadia method: a new approach in luminescence dating using the analysis of single feldspar grains, *Radiation Measurements*, 32, 433-438.
- Lamothe, M., Parent, M. et Shilts, W.W. (1992). Sangamonian and early Wisconsinan events in the St. Lawrence Lowland and Appalachians of southern Quebec, Canada, *Geological Society of America*, special paper 270.

- LaRocque, A. (1999). *La déglaciation d'une partie du Haut Saint-François, Estre, Sud du Québec*, thèse de doctorat non-publiée. Montréal : Université de Montréal, Département de géographie.
- Larocque, A., Gwyn, Q.J.H. et Poulin, A. (1983). Développement des lacs proglaciaires et déglaciation des hauts bassins des Rivières au Saumon et Chaudière, sud du Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, 37, 1, 93-105.
- Lewis, C.F.M., Blasco, S.M. et Gareau, P.L. (2005). Glacial Isostatic Adjustment of the Laurentian Great Lakes Basin: Using the Empirical Record of Strandline Deformation for Reconstruction of Early Holocene Paleo-Lakes and Discovery of a Hydrologically Closed Phase, *Géographie physique et Quaternaire*, 59, 2-3, 187-210.
- López, G.I. (2017). Grain Size Analysis, in A.S. Gilbert *Encyclopedia of Geoarchaeology*, Berlin: Springer, p.341-348.
- Mackay, B.R. (1923). La région de Beauceville (Québec), *Geological Survey of Canada*, mémoire 127, numéro 108.
- McDonald, B.C. et Shilts, W.W. (1971). Quaternary Stratigraphy and Events in Southeastern Quebec, *Geological Society of America Bulletin* 1971, 82, 683-698.
- McDonald, B.C. (1964). Report of activities: Field, 1964, *Geological Survey of Canada*, paper 65-1.
- McDonald, B.C. (1965). Report of activities, May to October 1965, *Geological Survey of Canada*, paper 66-1.
- McDonald, B.C. (1967). *Pleistocene events and chronology in the Appalachian region of Southeastern Quebec, Canada*, thèse de doctorat non-publiée. New Haven : Yale University, Geology.
- McDonald, B.C. (1968). Deglaciation and Differential Postglacial Rebound in the Appalachian Region of Southeastern Quebec, *The Journal of Geology*, 76, 6, 664-677.
- McDonald, B.C. (1969). Surficial geology of La Patrie-Sherbrook area, Quebec, including Eaton River watershed, *Geological Survey of Canada*, paper 67-52.
- Normandeau, P.X. (2010). *Histoire du drainage tardiglaciaire de la vallée de la rivière Chaudière et des régions avoisinantes, Québec*, mémoire de maîtrise non-publié. Montréal : Université du Québec à Montréal, Département des Sciences de la Terre et de l'atmosphère.
- Oakley, B.A. et Boothroyd, J.C. (2012). Reconstructed topography of Southern New England prior to isostatic rebound with implications of total isostatic depression and relative sea level, *Quaternary Research*, 78, 110-118.

- Occhietti, S., Parent, M., Shilts, W.W., Dionne, J.-C., Govare, É. et Harmand, D. (2001). Late Wisconsinian glacial dynamics, deglaciation, and marine invasion in southern Québec, *Geological Society of America*, Special Paper 351, 243-270.
- Ó Cofaigh, C. (1996). Tunnel valley genesis, *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 20, 1, 1-19.
- Parent, M. et Occhietti, S. (1999). Late Wisconsinian deglaciation and glacial lake development in the Appalachians of southeastern Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, 53, 1, 177-135.
- Parent, M., (1987). *Late Pleistocene stratigraphy and events in the Asbestos-Valcourt region, southeastern Quebec*, thèse de doctorat non-publiée. London: University of Western Ontario, Department of Geology.
- Perrot, M.G., de Souza, S. et Tremblay, A. (2021). From obduction to collision : A transect across Ordovician to Devonian sedimentary basins of the Québec Appalachians, Canada, *The Geological Society of America*, Field Guide 60.
- Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles (2013). *Fiche quaternaire*. Québec : Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Documents complémentaires, 1-6.
- Québec. Société des établissements de plein air du Québec (2021). Carte générale du Parc national du Mont-Mégantic. Québec : Québec. 1 : 10 000, système national de référence cartographie 21E06, Ottawa.
- Ramaseder, B. (2001). Le rôle de la dispersion glaciaire dans la formation des placers d'or de l'Estrie, Québec, mémoire de maîtrise non-publié. Montréal : Université du Québec à Montréal, Département des Sciences de la Terre.
- Reid, A.M. (1976). Géologie du mont Mégantic, *Service des gîtes minéraux*, Ministère des Richesses naturelles du Québec, ES-25.
- Riding, J.B. (2021). A guide to preparation protocols in palynology, *Palynology*, 45, 1, 1-110.
- Robitaille, A. (2021). *Géomorphologie quaternaire de la région des Laurentides et de Lanaudière entre Mascouche, Dalesville et Saint-Donat (Québec) : écoulement glaciaires et paléogéographie de la déglaciation*, mémoire de maîtrise non-publié. Montréal : Université du Québec à Montréal, Département de Géographie.
- Seguin, M.K. et Frydecki, J. (1991). Residual gravity modelling of the Mount Mégantic intrusive complex, Québec, Canada, *Atlantic Geology*, 27, 57-71.
- Seguin, M.K., Frydecki, J. et Roy, S. (1988). Modèle gravimétrique régional de l'intrusif du Mont Mégantic, *Atlantic Geology*, 25, 113-124.

- Shilts, W.W. et Smith, S.L. (1986). Stratigraphy of placer gold deposits; overburden drilling in Chaudière Valley, Quebec, *Geological Survey of Canada*, paper 86-1A, 703-712.
- Shilts, W.W. (1970) *Pleistocene geology of the Lac Mégantic region, southeastern Quebec, Canada*, these de doctorat non-publiée. Syracuse : Syracuse University.
- Shilts, W.W. (1973). Glacial Dispersal of Rocks, Minerals, and Trace Elements in Wisconsinan Till, Southeastern Quebec, Canada, *Geological Society of America*, memoir 136.
- Shilts, W.W. (1978). Detailed sedimentological study of till sheets in a stratigraphic section, Samson river, Quebec, *Geological Survey of Canada*, bulletin 285.
- Shilts, W.W. (1981). Surficial Geology of the Lac Mégantic Area, Québec, *Geological Survey of Canada*, memoir 397.
- Shilts, W.W., et Caron, O.J. (2019) Anomalously short glacial history in geochemically constrained stratigraphic sections in the Chaudière River drainage basin of the Quebec Appalachians, *Quaternary Research*, 91, 1, 1-16.
- Shilts, W.W., Caron, O.J. et Lamothe, M. (2006). A short history of the development of glacial stratigraphic models in the Quebec Appalachians : a personal perspective – 1964-1994, in L. Corriveau et T. Clark (eds.) *Guidebook for Field Trips in Southern Quebec*. Actes du colloque chapeauté par le Geological Survey of Canada, Natural Resources Canada (GSC-Québec), l'Institut national de la Recherche scientifique (Eau-Terre-Environnement) et le Ministère des Ressources naturelles et de la Faune (Géologie Québec), le 5,6 et 7 octobre 2007 à Québec, 57-78.
- Stewart, D.P., et MacClintock, P. (1964) The Wisconsin stratigraphy of northern Vermont, *American Journal of Science*, 262, 1089-1097.
- Switzer, A.D. et Pile, J. (2015). Chapter 22: Grain Size Analysis, in I. Shennan, A.J. Long et B.J. Horton *Handbook of Sea-Level Research*, Hoboken : Wiley, p.331-346.
- Teller, J.T. (1995). History and drainage of large ice-dammed lakes along the Laurentide ice sheet, *Quaternary International*, 28, 83-92.
- Thornes, J. (1965). Some Observations on the Late-Glacial Stages in the Coaticook Valley, Southern Québec, *Cahiers de géographie du Québec*, 9, 18, 223-238.
- Traverse, A. (2008). Chapter 16: Holocene Palynology, in A. Traverse *Paleopalynology : Second edition*, Berlin : Springer Netherlands, p.463-495.
- Tremblay, A., de Souza, S., Perrot, M. et Thériault, R. (2015). Géologie des Appalaches du Québec : Feuillet Sud-Ouest – région de Montérégie, Cantons-de-l'Est, Centre-du-Québec et Chaudière-Appalaches, Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec, MB 2015-11, 1 : 300 000.