

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

LE QUATERNAIRE DE LA RÉGION DU SAGUENAY-LAC-SAINT-JEAN,  
QUÉBEC : CARTOGRAPHIE, SÉDIMENTOLOGIE, MODÉLISATION DE  
L'EXTENSION MARINE ET PALÉOGÉOGRAPHIE

MÉMOIRE  
PRÉSENTÉ  
COMME EXIGENCE PARTIELLE  
DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR  
ÉRIC LEDUC

JANVIER 2016

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL  
Service des bibliothèques

Avertissement

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

## REMERCIEMENTS

Ce mémoire de maîtrise a été réalisé avec l'aide et le support de plusieurs personnes qui ont vécu à mes côtés durant les 5 longues années qu'a duré ce projet de recherche.

D'abord et avant tout, je tiens à remercier mon directeur de maîtrise Robert-André Daigneault. Ta confiance ainsi que l'autonomie dont tu m'as fait part pendant la réalisation de mes travaux de même que ton humanisme, ta passion, ta patience ainsi que ton dévouement envers ce projet m'ont rendu plus que service. Merci de m'avoir offert ce projet, et ce, même si j'étais loin de saisir complètement l'impact de cet engagement sur le quotidien de ma vie. Tu m'as permis de m'épanouir et de découvrir ce grand univers de la recherche.

Symbole de réussite, de fierté et surtout d'inspiration au département de géographie, je tiens à remercier Olivier Caron. Ton implication irrévocable de démonstrateur ainsi que les nombreuses discussions que nous avons eues concernant tes projets de recherches ont dès les premiers instants, éveillé en moi cette passion envers la géographie physique et les études sur le Quatenaire.

Je voudrais également souligner la contribution de mes assistants de terrain et collègues de travail : Guillaume Beaudouin, Marc-André « le poussin » Hurtubise, Marie-France Beaulieu, Mélina Dubois-Verret, Nancy Horth et Sylvain Milette. Au-delà des nombreux étés passés sur le terrain, des centaines de milliers de kilomètres parcourus sur les routes et sentiers plus ou moins carrossables du Québec, des mille et une discussions scientifiques abordées, c'est de loin les liens d'amitié qui en découlent qui me sont les plus importants.

Je tiens particulièrement à remercier le personnel de soutien au département de géographie : André Parent, Bertrand Touchette et François Moquin. Vous avez sans aucune hésitation gérée mes nombreuses requêtes techniques ou bien cartographiques, et ce, malgré vos emplois du temps très chargés. Merci!

Un gros merci aux gens de l'Université du Québec à Chicoutimi qui ont été impliqués de près ou de loin dans le projet d'acquisition des connaissances des eaux souterraines ainsi que leur collaboration tout au long de ce projet : Réal Daigneault, Julien Walter, Pierre Cousineau, Mélanie Lambert ainsi que Denis W. Roy. D'ailleurs, merci de m'avoir offert cette opportunité d'explorer ce grand royaume qu'est le Saguenay-Lac-Saint-Jean, les fromageries et les microbrasseries!

À mon ami Jacques Schroeder. Je te remercie pour tes encouragements, tes conseils et tes nombreux enseignements. Merci plus que tout de m'avoir fait découvrir le Pinnacle et ses trésors cachés.

Finalement, amis et famille qui m'ont soutenu tout au long de mon périple : ma mère, mon frère, ma copine Annie ainsi que toute ma famille immédiate, merci de m'avoir encouragé à poursuivre mes idéaux ainsi que certains de mes rêves, et ce, surtout dans mes moments de détresse. Sans votre aide et votre chaleur humaine, j'aurais sans l'ombre d'un doute abandonné ce projet, et ce, à plus d'une reprise! Ainsi, je vous dédie sans aucune prétention ce mémoire.

**« Si le plan ne fonctionne pas,  
change le plan mais jamais le but... »**

**- Auteur inconnu**

## AVANT-PROPOS

En 2002, le Gouvernement du Québec a adopté une politique nationale de l'eau visant à reconnaître cette ressource naturelle à titre de patrimoine collectif, qu'elle soit présente en surface ou bien souterraine. L'état très fragmentaire des connaissances hydriques sur le territoire québécois a incité le ministère du Développement durable et des Parcs (MDDEP) à instaurer, en 2008, le Programme d'acquisition des connaissances sur les eaux souterraines (PACES) sur l'ensemble du Québec municipalisé, lequel a pour objectif de dresser un portrait régional de la ressource en eau et ainsi assurer sa pérennité (Gouvernement du Québec, 2010). Le ministère du Développement durable et des Parcs (MDDEP) a mandaté l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC) et ses partenaires régionaux pour accomplir les travaux de recherches sur les eaux souterraines et fournir aux gestionnaires du territoire les outils nécessaires à la saine gestion et la protection de la ressource.

Pour évaluer le potentiel hydrique du territoire municipalisé au Saguenay-Lac-Saint-Jean, il était impératif de comprendre le contexte hydrostratigraphique régional de celui-ci. À cette fin, une approche impliquant une combinaison des connaissances géologiques des formations superficielles et des unités rocheuses sous-jacentes était requise puisque les différentes caractéristiques des aquifères, notamment leur recharge et leur vulnérabilité en dépendent directement. Pour les bénéfices du projet d'acquisition des connaissances des eaux souterraines, il était donc primordial de connaître la répartition spatiale des formations quaternaires, leur composition ainsi que leur architecture tridimensionnelle afin de définir la distribution des propriétés hydrauliques.

Bien que le territoire du Saguenay-Lac-Saint-Jean ait déjà fait l'objet de plusieurs initiatives de cartographie des formations superficielles au cours des dernières décennies, celles-ci ont été réalisées selon un but ou des normes de cartographies différentes. Les plus importants travaux de cartographie ont été réalisés à grande échelle par Dionne (1972e) pour le Laboratoire de recherches forestières du Québec, par Tremblay (1971a) lors de ces études de doctorat, par Lasalle et Tremblay (1978) pour le Ministère des Ressources naturelles du Québec et puis, par Paradis *et al.* (1998) pour la Commission Géologique du Canada). C'est pourquoi une mise à jour et une uniformisation de la cartographie des dépôts superficiels étaient essentielles pour la réalisation de ce projet.

Pour ces motifs, une nouvelle campagne de cartographie a été effectuée sur l'ensemble du territoire municipalisé du Saguenay-Lac-Saint-Jean, soit l'équivalent de 19 feuillets à l'échelle du 1 : 50 000 (SNRC ; 32H02, 32H01, 32A15, 32A16, 32A10 est, 32A09, 32A08, 32A01, 22D13, 22D14 sud, 22D12, 22D11, 22D10 ouest, 22D05, 22D06, 22D07, 22D08, 22D02 et 22D01) lesquels ont été adaptés à la nouvelle légende des formations superficielles du Québec de la Commission Géologique du Québec (Parent *et al.*, 2010) en partenariat avec l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC). Ces travaux ont nécessité deux principales campagnes de terrain, une nouvelle photo-interprétation à l'échelle du 1 : 40 000 ainsi que l'implication de quatre équipes de cartographies durant l'été 2009 et 2010. J'ai moi-même pris part à ce projet en réalisant la cartographie des formations superficielles dans la région de La Baie (22D07), Jonquière-Chicoutimi (22D06), Hébertville (22D05), Alma (22D12), Rivière Alex (22D13) et Normandin (32A15).

Ce travail de recherche s'articule autour de l'ensemble des données recueillies durant les campagnes de terrain. En ce qui concerne les études plus détaillées de cette recherche, une campagne de terrain complémentaire a été réalisée durant l'automne 2010 et l'hiver 2011.

## TABLES DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	xiv
LISTE DES TABLEAUX.....	xviii
LISTE DES ABBRÉVIATIONS, SIGLES ET SYMBOLES .....	xix
RÉSUMÉ .....	xx
 INTRODUCTION .....	 1
 CHAPITRE I PRÉSENTATION DE LA RÉGION ÉTUDIÉE, DES TRAVAUX ANTÉRIEURS ET DE LA MÉTHODOLOGIE .....	   3
1.1 Localisation .....	3
1.2 Physiographie .....	7
1.2.1 Les hautes-terres laurentiennes .....	7
1.2.2 Les basses-terres du Saguenay-Lac-Saint-Jean.....	9
1.2.3 Les surélévations transversales .....	9
1.3 Hydrographie.....	10
1.3.1 Hydrographie du sous-bassin versant du lac Saint-Jean.....	10
1.3.2 Hydrographie du sous-bassin versant du Saguenay.....	14
1.4 Géologie régionale du substratum rocheux .....	16
1.4.1 Les complexes gneissiques à caractères mixtes .....	18
1.4.2 Les complexes métasédimentaires .....	18
1.4.3 Les complexes plutoniques .....	18
1.4.4 Dykes .....	19
1.4.5 Les roches sédimentaires paléozoïques.....	19
1.5 Travaux antérieurs .....	20
1.6 Méthodologie.....	31
1.6.1 La photo-interprétation préliminaire .....	31

1.6.2	Les travaux sur le terrain.....	31
1.6.3	Intégration des données dans les <i>SIG</i> .....	32
CHAPITRE II		
L'ÉROSION GLACIAIRE DU SUBSTRAT ROCHEUX.....		34
2.1	Les macroformes .....	34
2.1.1	Les vallées glaciaires.....	34
2.1.2	Les cirques glaciaires .....	36
2.1.3	Les drumlins rocheux.....	36
2.2	Les mésoformes.....	39
2.2.1	Les roches moutonnées .....	39
2.2.2	Les P-Forms (plastically-moulded forms) .....	40
2.3	Les microformes.....	42
2.3.1	Les marques en croissant .....	42
2.3.2	Les sillons et les rainures .....	43
2.3.3	Les stries.....	44
2.4	Chronologie relative des mouvements régionaux .....	45
CHAPITRE III		
LITHOSTRATIGRAPHIE DES DÉPÔTS QUATERNAIRES DE LA RÉGION DU SAGUENAY-LAC-SAINT-JEAN .....		54
3.1	Les sédiments glaciaires (Tc, Tm) .....	57
3.1.1	Origines .....	57
3.1.2	Till en couverture généralement continu (Tc).....	57
3.1.2.1	Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique.....	57
3.1.2.2	Caractéristiques sédimentologiques.....	59
3.1.2.3	Géomorphologie .....	62
	<i>Les drumlins</i> .....	62
	<i>Les trainées morainiques (Crag-and-tails)</i> .....	62
	<i>Les moraines de De Geer</i> .....	64
3.1.3	Till en couverture mince et discontinu (Tm).....	65

3.1.3.1	Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique.....	65
3.1.3.2	Caractéristiques sédimentologiques.....	66
3.1.3.3	Géomorphologie .....	66
3.2	Les sédiments fluvioglaciaires (Gx, Go et Gs).....	66
3.2.1	Origines .....	66
3.2.2	Les sédiments juxtaglaciaires (Gx).....	67
3.2.2.1	Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique.....	67
3.2.2.2	Caractéristiques sédimentologiques.....	69
3.2.2.3	Géomorphologie .....	69
	<i>Les eskers</i> .....	69
	<i>Les deltas juxtaglaciaires</i> .....	72
	<i>Les terrasses de kames</i> .....	74
	<i>Les moraines</i> .....	77
3.2.3	Les sédiments d'épandage proglaciaire subaérien (Go).....	78
3.2.3.1	Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique.....	78
3.2.3.2	Géomorphologie .....	79
3.2.3.3	Caractéristiques sédimentologiques.....	79
3.2.4	Sédiments d'épandage subaquatique (Gs).....	80
3.2.4.1	Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique.....	80
3.2.4.2	Géomorphologie .....	81
3.2.4.3	Caractéristiques sédimentologiques.....	81
3.3	Les sédiments glaciolacustres (LGa, LGb et LGd) .....	83
3.3.1	Origines .....	83
3.3.2	Sédiments glaciolacustres d'eau profonde (LGa).....	83
3.3.2.1	Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique.....	83
3.3.2.2	Géomorphologie .....	85
3.3.2.3	Caractéristiques sédimentologiques.....	85
	<i>Les argiles rythmées à prédominance argileuse</i> .....	86
	<i>Les rythmites sablo-silteuses</i> .....	87

3.3.3	Sédiments glaciolacustres pré littoraux et littoraux (LGb) .....	88
3.3.3.1	Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique.....	88
3.3.3.2	Géomorphologie .....	88
3.3.3.3	Caractéristiques sédimentologiques.....	88
3.3.4	Sédiments glaciolacustres deltaïques et prodeltaïques (LGd).....	89
3.3.4.1	Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique.....	89
3.3.4.2	Géomorphologie .....	90
3.3.4.3	Caractéristiques sédimentologiques.....	90
3.4	Les sédiments glaciomarins (MGa, MGb, MGd et MGi) .....	91
3.4.1	Origines .....	91
3.4.2	Sédiments glaciomarins d'eau profonde (MGa).....	92
3.4.2.1	Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique.....	92
3.4.2.2	Géomorphologie .....	94
3.4.2.3	Caractéristiques sédimentologiques.....	94
	<i>Le faciès massif</i> .....	94
	<i>Le faciès stratifié</i> .....	95
3.4.3	Les sédiments glaciomarins littoraux et pré littoraux (MGb) .....	97
3.4.3.1	Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique.....	97
3.4.3.2	Géomorphologie .....	97
3.4.3.3	Caractéristiques sédimentologiques.....	99
3.4.4	Les sédiments glaciomarins deltaïques et prodeltaïques (MGd).....	99
3.4.4.1	Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique.....	99
3.4.4.2	Géomorphologie .....	100
3.4.4.3	Caractéristiques sédimentologiques.....	100
3.4.5	Sédiments glaciomarins intertidaux (MGi).....	102
3.4.5.1	Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique.....	102
3.4.5.2	Géomorphologie .....	102
3.4.5.3	Caractéristiques sédimentologiques.....	102
3.5	Les sédiments alluviaux (Ax, At, Ap).....	103

3.5.1	Origine.....	103
3.5.1.1	Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique.....	104
3.5.1.2	Géomorphologie .....	104
3.5.1.3	Caractéristiques sédimentologiques.....	105
3.6	Dépôts de versant (Cg et Ce).....	107
3.6.1	Origine.....	107
3.6.2	Les dépôts de glissements de terrain (Cg) .....	107
3.6.2.1	Répartition spatiale, épaisseur et répartition spatiale.....	107
3.6.2.2	Géomorphologie .....	107
3.6.2.3	Caractéristiques sédimentologiques.....	108
3.6.3	Les dépôts d'éboulis (Ce).....	108
3.6.3.1	Répartition spatiale, épaisseur, position stratigraphique .....	108
3.6.3.2	Géomorphologie et caractéristiques sédimentologiques.....	108
3.7	Les sédiments éoliens (Ed).....	109
3.7.1	Origine.....	109
3.7.1.1	Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique.....	109
3.7.1.2	Géomorphologie .....	111
3.7.1.3	Caractéristiques sédimentologiques.....	111
3.8	Les sédiments organiques indifférenciés (O).....	112
3.8.1	Origine, répartition spatiale et caractéristiques sédimentologiques ....	112
3.9	Les dépôts lacustres (Lb).....	112
3.9.1	Origine, répartition spatiale et position stratigraphique.....	112
3.9.2	Caractéristiques sédimentologiques .....	113

#### CHAPITRE IV

L'ÉVOLUTION DES BASSINS GLACIOLACUSTRES SUR LES HAUTES TERRES DU SUD DU LAC-SAINT-JEAN .....	114
4.1 Les travaux antérieurs .....	114
4.2 Le bassin versant de la rivière Ouiatchouaniche .....	116
4.3 Le bassin versant de la rivière Ouiatchouan.....	119

4.4	Le bassin versant de la rivière Métabetchouan.....	121
4.5	Le bassin versant de la rivière Couchepaganiche.....	122
4.6	Discussions et recommandations futures .....	122

## CHAPITRE V

### MODÉLISATION DE LA PHASE MARINE MAXIMALE AU SAGUENAY-LAC-SAINT-JEAN.....

5.1	Les principaux travaux sur l'altitude maximale atteinte par la Mer de Laflamme.....	124
5.2	Méthodologie.....	125
5.2.1	Les données utilisées.....	126
5.2.1.1	Les mesures sur les limites de délavage .....	126
5.2.1.2	Les mesures de l'altitude des deltas glaciomarins.....	128
5.2.2	La modélisation de l'étendue maximale de la Mer de Laflamme.....	129
5.3	Résultats .....	129
5.3.1	Altitude maximale de la Mer de Laflamme .....	129
5.3.2	Le gauchissement des lignes de rivages et orientation de l'enfoncement glacio-isostatique .....	132
5.3.3	Étendue maximale de la Mer de Laflamme .....	134
5.3.4	La profondeur de la Mer de Laflamme .....	136
5.4	Discussion et recommandations futures .....	137

## CHAPITRE VI

### PALÉOGÉOGRAPHIE QUATERNAIRE DE LA RÉGION DU SAGUENAY-LAC-SAINT-JEAN.....

6.1	Évènements antérieurs à la dernière glaciation .....	139
6.2	La dernière glaciation.....	140
6.3	La déglaciation .....	142
6.3.1	La déglaciation du Saguenay-Lac-Saint-Jean.....	143
	La période de 10,5 à 10 ka <sup>14</sup> C BP (12,65 – 12,75 à 11,35 – 11,55 cal. ka) .....	146
	La période de 10 à 9,6 ka <sup>14</sup> C BP (11,35 – 11,55 à 10,95-11,05 cal. ka) ...	150

La période de 9,6 à 8,5 ka <sup>14</sup> C BP (10,95 – 11,05 à 9,5 cal. ka) .....	151
6.4 La période postglaciaire .....	154
CONCLUSION .....	156
ANNEXE A .....	161
ANNEXE B.....	164
BIBLIOGRAPHIE.....	166

## LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 Localisation du territoire ciblé par la cartographie des dépôts de surface et la répartition des feuillets SNRC au 1 : 50 000.....	5
Figure 1.2 Localisation des municipalités régionales de la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean. ....	6
Figure 1.3 Cadre physiographique de la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean. ....	8
Figure 1.4 Délimitation de la région hydrographique du Saguenay-Lac-Saint-Jean. .	12
Figure 1.5 Répartition spatiale des sous-bassins versants du lac Saint-Jean .....	13
Figure 1.6 Répartition spatiale des sous-bassins versants du Saguenay .....	15
Figure 1.7 Géologie du Saguenay-Lac-Saint-Jean.....	17
Figure 1.8 Fentes de dissolution karstiques au sud de Saint-Honoré.....	20
Figure 2.1 Répartition des drumlins, drumlins rocheux et des trainées morainiques derrière abris rocheux (Crag and tails) au Saguenay-Lac-Saint-Jean. ....	38
Figure 2.2 Roches moutonnées dans une gravière située au NNO de Laterrière.....	40
Figure 2.3 Cannelures curvilignes striée et chenaux curvilignes à l'est de la municipalité de Saint-Nazaire .....	41
Figure 2.4 Train de broutures et stries montrant un écoulement glaciaire vers le SSE au NNE d'Albanel.....	43
Figure 2.5 Stries et rainures (sillons) sur un affleurement rocheux poli et profilé au NO de Laterrière .....	44
Figure 2.6 Stries fines et nettes au nord du lac Gervais .....	45
Figure 2.7 Répartition des microformes d'érosion glaciaire de la présente étude et des travaux antérieurs sur l'ensemble du territoire à l'étude. ....	47
Figure 2.8 Fréquence de l'orientation des 591 microformes d'érosion répertoriées sur l'ensemble du territoire .....	48

Figure 2.9 Diagramme de l'orientation des stries et chronologie à l'ouest et à l'est du Saguenay-Lac-Saint-Jean .....	49
Figure 2.10 Affleurement rocheux altéré d'anorthosite présentant un mouvement glaciaire ancien (broutures vers le 225°) recoupé par des stries ONO-ESE à l'ouest de la ville de Jonquière .....	51
Figure 2.11 Affleurement rocheux présentant une troncation suggérant un premier mouvement glaciaire N-S (355°- 175°) et un second mouvement vers le SE (135°) ; 12 km au nord de Sainte-Élisabeth-de-Proulx .....	52
Figure 2.12 Surface striée et tronquée à l'est de Saint-Fulgence .....	53
Figure 3.1 Carte de localisation des différents levés géologiques effectués durant les campagnes de terrain.....	55
Figure 3.2 Coupe topo-géologique synthèse le long d'un transect nord-sud dans la région du Lac-Saint-Jean.....	56
Figure 3.3 Répartition spatiale des unités de till (Tm et Tc) à l'intérieur des limites du territoire cartographié.....	58
Figure 3.4 Illustration des faciès de till dans différents sites .....	60
Figure 3.5 Répartition spatiale des échantillons de till à matrice carbonatée (réaction acide chlorhydrique 10%). .....	61
Figure 3.6 Coupe transversale d'une trainée morainique en bordure du chemin ZEC Martin-Valin au NO de Saint-Fulgence .....	63
Figure 3.7 Coupe transversale dans une moraine de De Geer à l'ouest de Saint-François-de-Sales .....	65
Figure 3.8 Répartition spatiale des sédiments fluvioglaciaires, juxtaglaciaires (Gx) et proglaciaires (Go, Gs). .....	68
Figure 3.9 Sédiments juxtaglaciaires (esker) au nord de Sainte-Élisabeth-de-Proulx.. .....	71
Figure 3.10 Sédiments juxtaglaciaires (esker : Gx) surmontés par des sédiments glaciolacustres fins d'eau profonde (LGa) et par des sédiments littoraux (LGb) au sud du lac Bouchette.....	71
Figure 3.11 Delta juxtaglaciaire du clan Gagnon à l'ouest de Métabetchouan .....	72

Figure 3.12 Photographie aérienne montrant un delta juxtaglacière à l'est de Métabetchouan .....	74
Figure 3.13 Coupe transversale et longitudinale d'une terrasse de kame à l'ouest de Didyme .....	76
Figure 3.14 Galets mous d'argile de taille centimétrique observée dans une terrasse de kame à l'ouest de Roberval .....	76
Figure 3.15 Vue panoramique et coupe transversale d'une moraine majeure au NO de Saint-François-de-Sales.....	78
Figure 3.16 Sédiments d'épandage proglaciaire subaérien à l'est de Saint-Stanislas .....	80
Figure 3.17 Sédiments d'épandages subaquatiques au NNO de Normandin.....	82
Figure 3.18 Bloc de délestage de taille métrique localisé dans des sédiments d'épandage subaquatique au nord d'Albanel .....	82
Figure 3.19 Répartition spatiale des différents types de sédiments glaciolacustres. ..	84
Figure 3.20 Rythmites à prédominance argileuse au sud de Saint-André-du-Lac-Saint-Jean .....	86
Figure 3.21 Rythmites sablo-silteuses dans la région des Monts-Valin .....	87
Figure 3.22 Sédiments glaciolacustres pré littoraux au sud de Saint-Félicien.....	89
Figure 3.23 Sédiments deltaïques d'origine glaciolacustre au NO de Saint-Hedwidge-de-Roberval .....	91
Figure 3.24 Répartition spatiale des différents types de sédiments glaciomarins et des principaux sites fossilifères répertoriés lors de la présente étude .....	93
Figure 3.25 Les différents faciès de sédiments glaciomarins d'eau profonde dans la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean.....	95
Figure 3.26 Amphithéâtre de glissement en bordure de la de la rivière aux Vases au nord de Chicoutimi.....	96
Figure 3.27 Coupe transversale d'une crête de plage située au SE de Métabetchouan .....	98
Figure 3.28 Flèche littorale à l'est de Chambord .....	98

Figure 3.29 Sédiments pré littoraux au NE d'Alma.....	99
Figure 3.30 Sédiments deltaïques au SO de Bagotville .....	101
Figure 3.31 Sédiments glaciomarins intertidaux rythmés au NNO d'Alma .....	103
Figure 3.32 Répartition spatiale des alluvions (Ax, At, Ap).....	106
Figure 3.33 Répartition spatiale des sédiments éoliens (Ed) et des formes éoliennes .....	110
Figure 3.34 Coupe Transversale dans une dune paraboliques au SSE de Saint-Ludger-de-Milot.....	110
Figure 4.1 Les bassins versants visés par la présente étude au sud du lac Saint-Jean. ....	115
Figure 4.2 Répartition spatiale et altitudinale des sédiments glaciolacustres à l'intérieur des bassins versants du sud du Lac-Saint-Jean. ....	117
Figure 5.1 Exemple montrant des limites de délavage à l'est de Didyme au nord du Lac-Saint-Jean (Q91303_033). ....	127
Figure 5.2 Répartition spatiale et altitude des principales limites de délavage et des deltas les plus élevés. ....	131
Figure 5.3 Gauchissement glacio-isostatique des paléorivages lors de la phase la plus élevée de la Mer de Laflamme. ....	133
Figure 5.4 Étendue maximale, profondeur et isobases des paléorivages de la Mer de Laflamme dans la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean. ....	135
Figure 6.1 Compilation des datations <sup>14</sup> C et positions de la marge glaciaire suggérées par Dyle et <i>al.</i> (2003) et Lasalle et Tremblay (1978). ....	145
Figure 6.2 Schéma de la déglaciation du Saguenay-Lac-Saint-Jean, répartition des séquences fluvio-glaciaires superficielles et enfouies et des sédiments glaciolacustres. ....	148

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau 5.1 Coefficients de corrélation et gauchissement glacio-isostatique.....	132
--	-----

## LISTE DES ABBRÉVIATIONS, SIGLES ET SYMBOLES

## ABRÉVIATIONS

BDTQ	Base de données topographiques du Québec
BNDT	Base nationale de données topographique
MNT	Modèle numérique de terrain
HCl	Acide chlorhydrique
MNA	Modèle numérique d'altitude
MRC	Municipalité régionale de comté
PACES	Programme d'acquisition des connaissances sur les eaux souterraines
SNRC	Système national de référence cartographique
GPS	Global positioning system
DGPS	differential global positioning system
MDDEP	Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs
MRNF	Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune
UQAM	Université du Québec à Montréal
UQAC	Université du Québec à Chicoutimi
ASL	Above sea level
OSL	Optically Stimulated Luminescence
SLSJ	Saguenay-Lac-Saint-Jean

## SIGLES ET SYMBOLES

mm	Millimètre
cm	Centimètre
m	Mètre
km	Kilomètre
g	Gramme
%	Pourcentage
°	Degré
cal.	Calibré
BP	<i>Before present</i>
Ka	Millier d'années
Ma	Million d'années
Ga	Milliard d'années
N	Nord
S	Sud
E	Est
O	Ouest

## RÉSUMÉ

Ce projet de recherche s'inscrit à l'intérieur du Programme d'Acquisition de Connaissances sur les Eaux Souterraines (PACES) lequel a été entrepris au cours de l'année 2009 et 2010 dans la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean. Dans le cadre de ce projet, une nouvelle campagne de cartographie régionale comprenant 19 feuillets à l'échelle du 1 : 50 000 a été réalisée, en partenariat avec l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC), à partir d'une légende des formations superficielles produite par la Commission Géologique du Canada. Ces travaux ont nécessité deux principales campagnes de terrain, une nouvelle photo-interprétation à l'échelle du 1 : 40 000 ainsi que l'implication de quatre équipes de cartographie durant l'été 2009 et 2010.

L'objectif principal de ce mémoire est la reconstitution des événements quaternaires glaciaires et postglaciaires de la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean. L'analyse de la compilation des marques d'érosion inventoriées à l'ensemble du territoire cartographié suggère 4 principales directions de l'écoulement glaciaires : 1) SO 2) Sud 3) SE et 4) ESE, lesquelles concordent avec la chronologie relative des écoulements glaciaires proposée par plusieurs auteurs (Tremblay, 1965, 1971a ; Dionne, 1973 ; Paradis *et al.*, 1998). D'après les recoupements des marques d'érosion glaciaire (stries, broutures et stries en tête de clou), le mouvement orienté vers le SO lequel est essentiellement visible dans la vallée du Saguenay-Lac-Saint-Jean, serait vraisemblablement associé à un mouvement glaciaire ancien en provenance des Monts-Valin, possiblement lors de l'englaciation. Cet écoulement glaciaire est suivi par un mouvement vers le S, lequel est surtout visible sur les hautes terres du Bouclier et qui est associé à la phase pléniglaciaire. Les deux derniers mouvements (SE et ESE) sont associés à la déglaciation et témoignent du développement d'une langue glaciaire tardive dans la vallée du Saguenay-Lac-Saint-Jean.

Le secteur à l'étude est couvert principalement par des dépôts glaciaires (Tc, Tm), fluvioglaciaires (Gx, Gs, Go), glaciomarins (MGa, MGb, MGd) et glaciolacustres (LGa, LGb, LGd). L'unité de base est représentée par les sédiments glaciaires (56,3% de la surface cartographiée) et se distingue selon l'épaisseur mesurée : le till en couverture continue (23,3%) dont l'épaisseur est supérieure au mètre et le till en couverture discontinu (33 %) dont l'épaisseur est inférieure à 1 mètre. Mis en place par le biais des eaux de fonte, on distingue parmi les sédiments fluvioglaciaires (6,4 % de la surface cartographiée) des dépôts juxtaglaciaires (Gx ; 2,6%) lesquels se manifestent principalement sous la forme d'eskers, terrasses de kames, deltas de contact glaciaire et d'épandage proglaciaire (Go et Gs ; 3,8 %). Omniprésents à l'intérieur de la dépression structurale du Saguenay-Lac-Saint-Jean, les dépôts associés à la période de transgression de la Mer de Laflamme occupent une superficie de 3358 km<sup>2</sup>, soit l'équivalent de 21 % de la zone étudiée. Dans les parties profondes

de cette mer épicontinentale se sont mis en place les sédiments glaciomarins fins (Mga) durant la phase plénumarine (11 % de la surface cartographiée) formant des reliefs aplanis et fortement ravinés. On retrouve en périphérie de celle-ci, en particulier le long des principaux tributaires les sédiments deltaïques et prodeltaïques (MGd) sur 9 % de la superficie cartographiée, sous forme de vastes plaines. Les sédiments littoraux et pré-littoraux occupent environ 2 % de la zone d'étude et forment des crêtes de plages allongées et des flèches littorales (MGb). Finalement, on retrouve de part et d'autre du graben du Saguenay-Lac-Saint-Jean des sédiments glaciolacustres (LGa, LGb et LGd). Ces sédiments occupent près de 3 % du territoire cartographié.

La déglaciation du territoire s'est amorcée entre 11 ka et 10,5 ka <sup>14</sup>C BP (13 et 12,65 cal. ka) dans la partie sud-est du territoire (région de Sagard) et s'est terminée vers 8,5 ka <sup>14</sup>C BP (9,5 cal. ka), dans sa partie nord-ouest (région de Mélançon). Le développement de lacs proglaciaires sur les hautes-terres témoigne d'une déglaciation plus précoce de ces secteurs par rapport à celui des basses-terres du Saguenay-Lac-Saint-Jean, où la présence d'un lobe glaciaire tardif a été suggérée par plusieurs auteurs (Lasalle, 1965, 1966 ; Tremblay, 1965, 1968, 1971a ; Lasalle et Tremblay, 1978). Suivant le retrait de l'Inlandsis laurentidien, une série de lacs proglaciaires s'est développée, notamment dans la partie sud du lac Saint-Jean. Dans cette région, la répartition spatiale et altitudinale des sédiments glaciolacustres (LGa, LGb, LGd) suggèrent différents épisodes glaciolacustres dans les bassins versants de la rivière Ouatouchouaniche (411-232 m), Ouatouchouan (415-296 m), Métabetchouan (330-232 m) et Couchepaganiche (320-208 m). L'abaissement de ces lacs proglaciaires s'est effectué suivant la déglaciation d'exutoires de plus basses altitudes. Dans les basses-terres du Saguenay-Lac-Saint-Jean, des terrasses de kame, alimentées par les eaux associées au drainage final de ces paléolacs, se sont construites au contact de la marge glaciaire et des principaux escarpements de faille. La présence des deltas juxtaglaciaires identifiés près de Métabetchouan, Sainte-Monique et Saint-Ludger-de-Milot permettent également d'établir des positions intermédiaires du front glaciaire lors de son retrait.

L'enfoncement glacio-isostatique provoqué par l'Inlandsis laurentidien a permis aux eaux de la Mer de Laflamme de submerger les basses-terres du Saguenay-Lac-Saint-Jean. Cette période de transgression marine a vraisemblablement débuté peu après 11,1 ka <sup>14</sup>C BP (12,9 cal. ka) près de Tadoussac. Les dépôts associés à cet épisode (MGa, MGb, MGd, MGi) sont omniprésents dans la vallée du Saguenay-Lac-Saint-Jean. Les mesures d'élévation de 88 limites de délavage et de 19 deltas glaciomarins acquises à l'aide d'un DGPS (*Differential Global Positioning System*) et d'un logiciel de photogrammétrie ont permis de spécifier l'altitude maximale atteinte par la Mer de Laflamme : 137 m dans la partie SE de la zone d'étude (près de Petit-Saguenay), 168 m dans le secteur de la Baie des Ha! Ha!, 170 m au SE du lac Saint-Jean (Métabetchouan) et de 216 m au nord de ce dernier (Mélançon). De ces mesures,

nous avons calculé une surface de tendance pour l'ensemble du Saguenay-Lac-Saint-Jean qui permet de représenter l'aire d'extension maximale diachronique de la Mer de Laflamme. D'après ce modèle, le taux de gauchissement des lignes de rivages associées au niveau maximal de cette mer était de 0,41 m/km en direction du NO (306°N). La superficie totale estimée de la Mer de Laflamme est de 7480 km<sup>2</sup>. D'après ce modèle, les secteurs les plus profonds sont observés dans la région du Saguenay, notamment dans les environs de Jonquière, Chicoutimi et Saint-Fulgence où la profondeur pourrait atteindre 175 m.

Par la suite, le relèvement isostatique a entraîné une régression des eaux marines et par conséquent la mise en place d'une série de deltas régressifs à l'embouchure des principaux tributaires (Ashuapmushuan, Mistassini, Rivière-aux-Rats, Mistassibi, Péribonka, Alex, Shipshaw, Valin, Rivière-à-Mars, Rivière du Moulin et Chicoutimi. L'absence de végétation sur ces complexes a permis l'édification de vastes champs de dunes par des vents adiabatiques dominants venant généralement du NO. La transition entre la phase marine et la phase lacustre est survenue vers 8 000 ± 640 ans <sup>14</sup>C BP (8,5 cal ka ; Tremblay, 1971a ; Lasalle, 1968 ; Lasalle et Tremblay, 1978 ; Roy et *al.*, 2011).

**MOTS-CLÉS :** paléogéographie, géomorphologie, Saguenay-Lac-Saint-Jean, lacs d'obturations glaciaires, Mer de Laflamme, cartographie des formations superficielles.

## INTRODUCTION

Au Quaternaire, les périodes d'oscillations climatiques ont provoqué des cycles d'englaciation et de déglaciation sur le continent nord-américain. Les passages successifs de ces immenses calottes de glace ont contribué à la mise en place de plusieurs vestiges nous permettant de reconstituer l'histoire glaciaire et postglaciaire du Québec.

L'objectif de ce mémoire vise à décrire par le biais de la cartographie effectuée dans la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean les événements associés à l'englaciation et à la déglaciation de cette région. Cette nouvelle cartographie à l'échelle du 1 : 50 000 permet aussi de mieux définir la répartition spatiale des formations quaternaires, leur composition et leur position stratigraphique et de réaliser une compilation séquentielle des mouvements glaciaires, un portrait de l'évolution des lacs proglaciaires au sud du lac Saint-Jean et de modéliser l'épisode de la Mer de Laflamme. Ainsi, les données acquises durant ces travaux pourront s'ajouter à connaissances associées à la chronologie du dernier cycle glaciaire survenu au sud du Bouclier canadien.

Ce mémoire comporte six chapitres. Le premier est voué à la présentation du territoire étudié, la revue de la littérature ainsi que la méthodologie préconisée. Le second chapitre présente les différentes formes d'érosion glaciaire recensées au sein du territoire visé par le projet PACES pour ainsi suggérer une chronologie relative des écoulements glaciaires. Le troisième chapitre est consacré à la description des différentes formations superficielles quaternaires observées sur l'ensemble du territoire, le tout en considérant l'origine, la nature et la répartition spatiale des unités lithostratigraphiques ainsi que les différentes formes qui leur sont associées. Le quatrième chapitre propose une reconstitution paléogéographique des principaux lacs

proglaciaires qui se sont développés dans la partie méridionale du Lac-Saint-Jean, à l'intérieur des bassins versants de la rivière aux Iroquois, Ouatouchouaniche, Ouatouchouan, Métabetchouan et Couchepaganiche. Le cinquième chapitre présente la démarche employée pour la modélisation de l'altitude maximale des paléorivages, de leur gauchissement, de l'étendue et de la profondeur associés à la phase maximale de la Mer de la Laflamme. Finalement, le sixième chapitre forme une synthèse régionale paléogéographique des événements liée à l'englaciation et la déglaciation de la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean. La localisation des sites présentés tout au long de cet ouvrage se retrouve à l'annexe A.

## CHAPITRE I

### PRÉSENTATION DE LA RÉGION ÉTUDIÉE, DES TRAVAUX ANTÉRIEURS ET DE LA MÉTHODOLOGIE

#### 1.1 Localisation

La région étudiée est située environ à 450 km au nord-est de Montréal et s'étend entre 48° 00' 00" et 49° 15' 00" de latitude nord et 73° 00' 00" et 70° 00' 00" de longitude ouest (figure 1.1). L'étendue cartographique totale correspond à 19 feuillets 1 : 50 000 du Système National de Références Cartographiques du Canada (SNRC ; 32H/02, 32H/01, 32A/15, 32A/16, 32A/10 est, 32A/09, 32A/08, 32A/01, 22D/13, 22D/14 sud, 22D/12, 22D/11, 22D/10 ouest, 22D/05, 22D/06, 22D/07, 22D/08, 22D/02 et 22D/01). Cette vaste région d'étude représente un peu plus de 18 500 km<sup>2</sup> et englobe en quasi-totalité le territoire municipalisé du Saguenay-Lac-Saint-Jean. À l'intérieur de ce territoire, on retrouve les municipalités régionales de comté (MRC) du Domaine du Roy, Maria-Chapdelaine, Le Fjord du Saguenay, Lac-Saint-Jean-Est ainsi que la ville de Saguenay (figure 1.2). Ces MRC regroupent un total de 49 municipalités, dix territoires non organisés et une réserve indienne. À l'intérieur de ce vaste territoire, on compte une population d'environ 278 069 habitants (Institut de la statistique du Québec, Gouvernement du Québec, 2014). Le plus important bassin d'habitants se retrouve dans la MRC de ville de Saguenay, soit à l'intérieur des feuillets SNRC 22D06, 22D07 et 22D11.

L'accès au territoire se fait via plusieurs grands corridors routiers (figure 1.1). Parmi ceux-ci, on retrouve les routes 155, 169, 175 et 381 traversant le territoire selon un axe plus ou moins nord-sud alors que les routes 167, 170 et 172 forment un axe routier généralement est-ouest. Parallèlement à la route 170, on retrouve dans le

secteur de ville Saguenay l'autoroute 70. Un grand nombre de routes secondaires ainsi que des chemins forestiers couvrent l'ensemble du territoire.

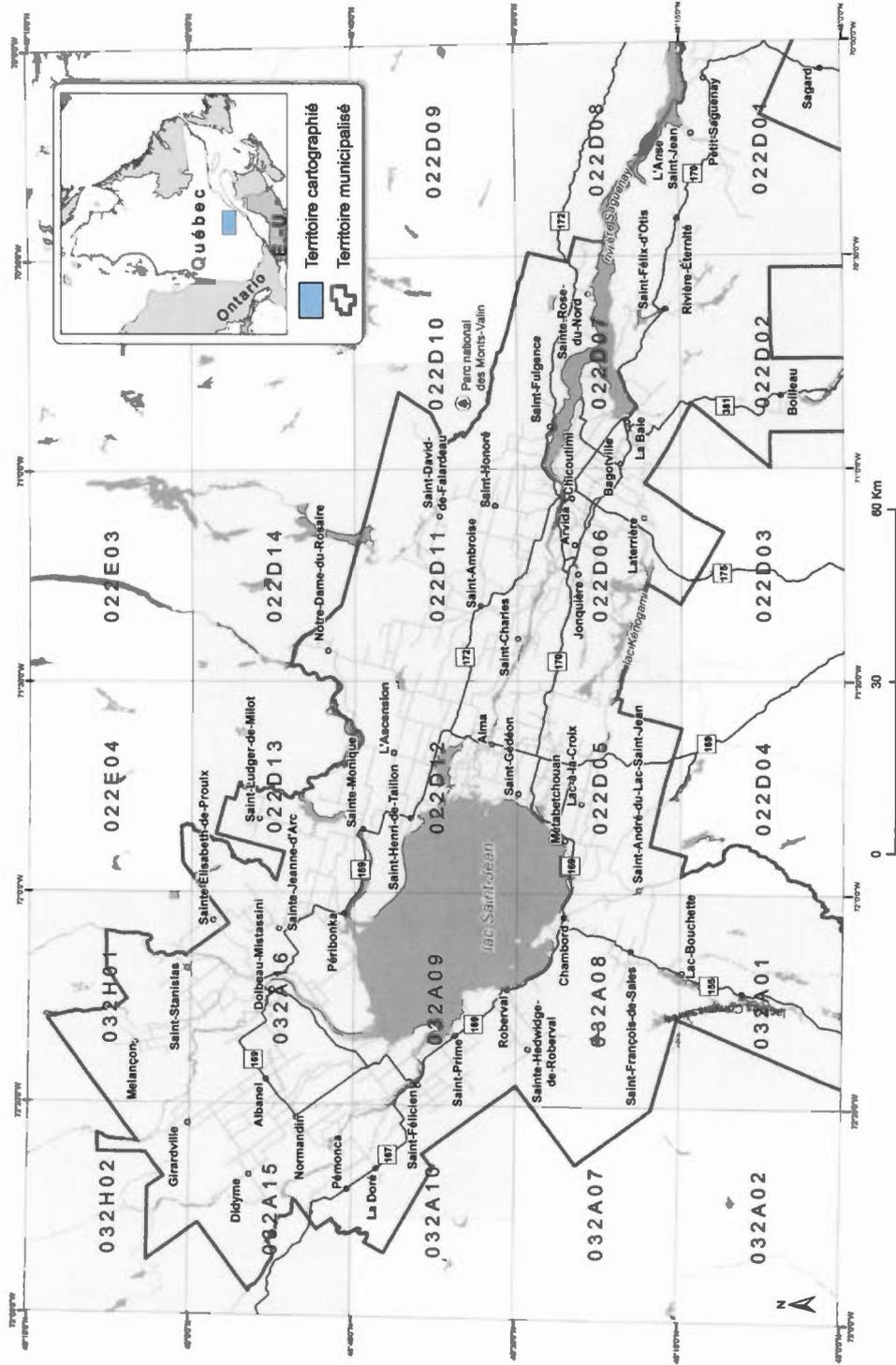
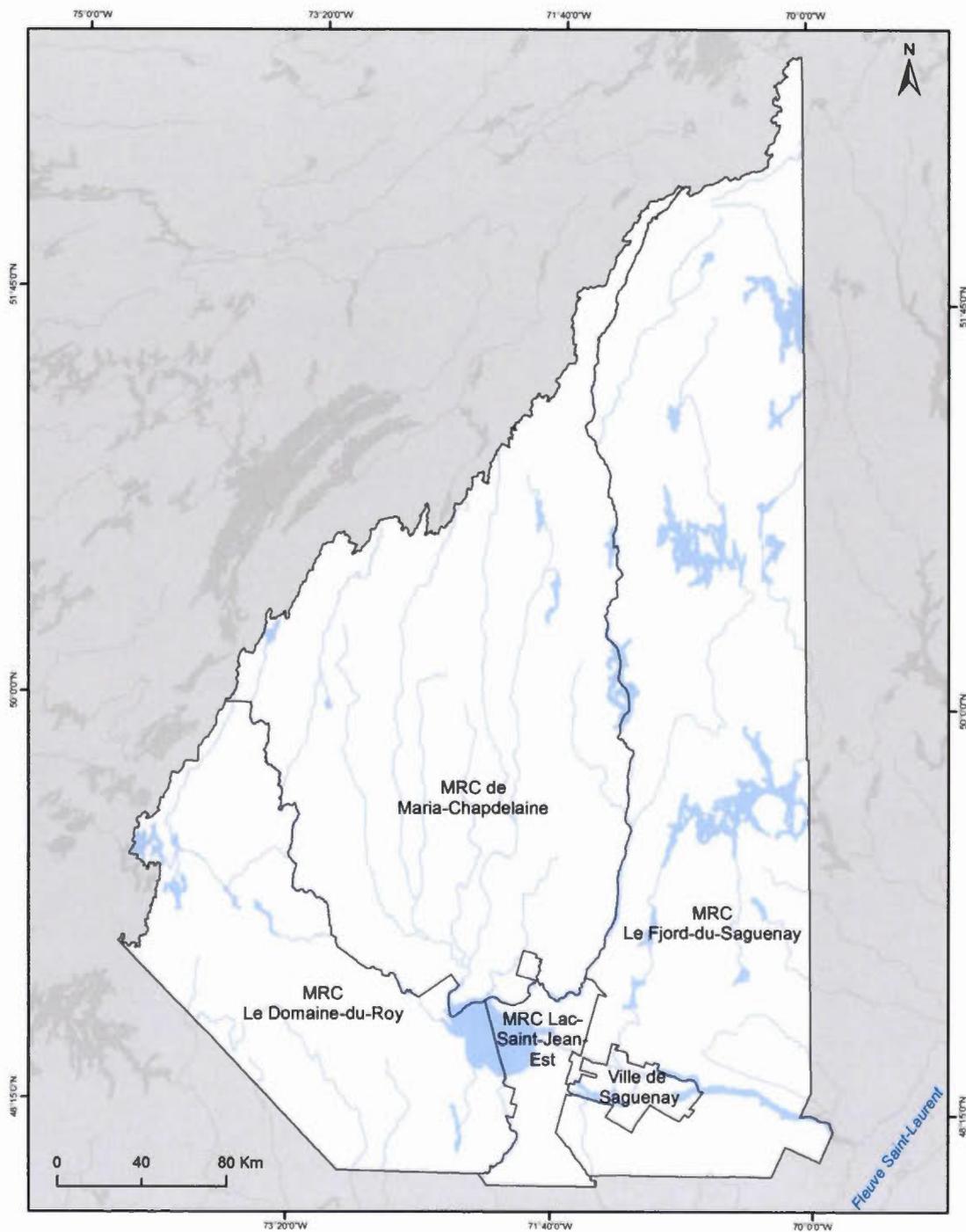


Figure 1.1 Localisation du territoire (zone grise) ciblé par la cartographie des dépôts de surface et la répartition des feuillets SNRC au 1 : 50 000.



**Figure 1.2** Localisation des municipalités régionales de la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean (Québec, MDDEP, 2002).

## 1.2 Physiographie

Le territoire du Saguenay-Lac-Saint-Jean fait partie de la région physiographique Laurentienne (Bostock, 1972). La topographie régionale est fortement marquée par un fossé d'effondrement relié au système structural du rift de la vallée du Saint-Laurent (Kumarapeli et Saull, 1966). Les escarpements de faille qui bordent le fossé d'effondrement permettent de distinguer deux grands ensembles physiographiques : les hautes-terres laurentiennes et les basses-terres du Saguenay-Lac-Saint-Jean. Cette dernière unité physiographique est interrompue par deux surélévations transversales, soit une à l'ouest d'Alma et une autre comprise entre Lac-à-Croix et Jonquière (sud) et Saint-Ambroise et l'Ascension (nord ; figure 1.3).

### 1.2.1 Les hautes-terres laurentiennes

Les hautes-terres laurentiennes se retrouvent de part et d'autre du graben du Saguenay. On les retrouve à une élévation généralement comprise entre 200 et 800 m. Toutefois, dans le secteur du parc national des Monts-Valin (NE de Chicoutimi) et de la réserve faunique des Laurentides (à l'ouest et au SO de Sagard), l'élévation peut atteindre plus de 1000 m. Les hautes-terres laurentiennes forment un plateau plus ou moins régulier marqué par l'alternance de nombreuses collines, de versants abrupts et de multiples vallées, lesquelles peuvent être étroites, rectilinéaires et fortement encaissées. Les principales vallées s'orientent selon un axe NE-SO (rivières Péribonka, Alex et Saint-Jean), NNO-SSE (rivières Ashuapmushan, Ouasiemsca, Mistassini, aux Rats et Mistassibi), NNE-SSO (rivières Métabetchouan, à Mars et Petit-Saguenay) et ESE (rivières Saguenay et Sainte-Marguerite).



### 1.2.2 Les basses-terres du Saguenay-Lac-Saint-Jean

Les basses-terres du Saguenay-Lac-Saint-Jean occupent la dépression structurale du Saguenay au milieu des hautes-terres laurentiennes. Cette unité physiographique présente une surface relativement uniforme dont l'élévation est inférieure à 200 m. La topographie est localement marquée par un ravinement intense des argiles, par de nombreux amphithéâtres de glissements de terrain et des terrasses d'érosion d'origine marine et fluviale. La limite entre les basses-terres et les hautes-terres se fait des escarpements de faille relativement linéaires. Au NO du lac Saint-Jean, la limite entre les deux régions physiographiques est moins bien définie (figure 1.3).

### 1.2.3 Les surélévations transversales

À l'intérieur des basses-terres du Saguenay-Lac-Saint-Jean émergent deux seuils topographiques, soit un à l'ouest d'Alma (seuil d'Alma) et l'autre entre Lac-à-Croix et Jonquière (seuil de Kénogami). Considéré comme un horst, le seuil de Kénogami traverse perpendiculairement le graben du Saguenay-Lac-Saint-Jean depuis le lac Kénogami au sud de la rivière Saguenay jusqu'au lac Tchitogama au nord de cette dernière. Cette entité présente un relief similaire à celui des hautes-terres laurentiennes : il est marqué par une alternance de nombreuses collines et de versants abrupts. L'altitude est comprise entre 180 et 250 m. Au nord de la rivière Saguenay, le seuil de Kénogami forme un plateau plus ou moins continu marqué par de profondes dépressions, lesquelles sont comblées par des sédiments glaciomarins. Le socle rocheux montre un enlignement préférentiel NNO-SSE correspondant aussi à l'orientation de l'écoulement glaciaire tardif dans la région.

Pour sa part, le seuil d'Alma se situe à l'est du lac Saint-Jean et s'étend du nord au sud entre la municipalité de Sainte-Monique et de Saint-Gédéon. Bien que celui-ci soit de plus petite dimension, son relief se démarque tout de même des basses-terres

du Saguenay-Lac-Saint-Jean : on y observe plusieurs ilots rocheux qui émergent de la plaine argileuse entre 140 et 190 m d'altitude.

### 1.3 Hydrographie

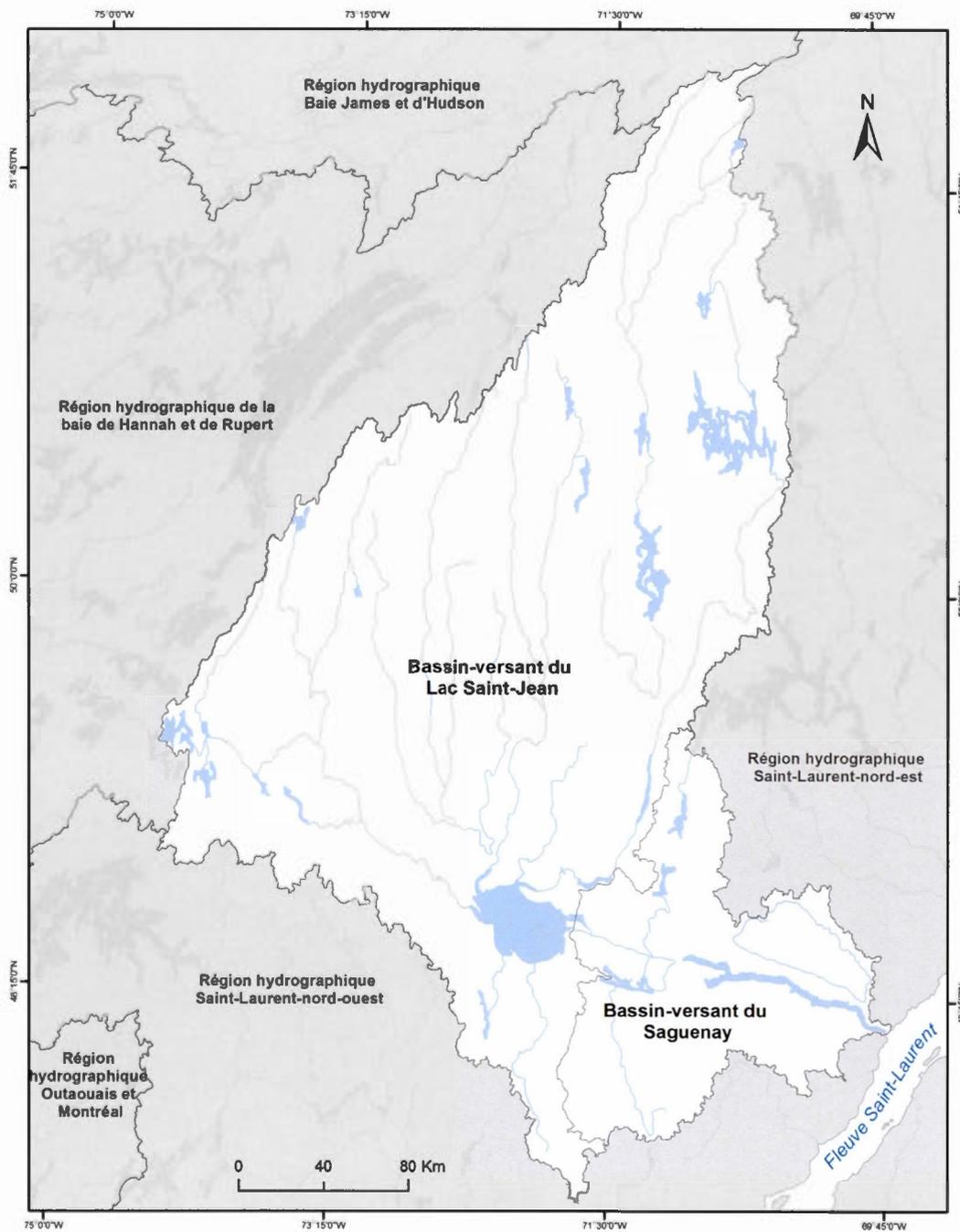
Le bassin hydrographique du territoire à l'étude est limité à l'est par la région hydrographique du Saint-Laurent-nord-est, à l'ouest par le Saint-Laurent-nord-ouest, au nord-ouest par la région hydrographique de la baie de Hannah et de Rupert puis au nord par la région de la Baie-James et d'Hudson (figure 1.4). Sa superficie de 88 000 km<sup>2</sup> fait de la région hydrographique du Saguenay-Lac-Saint-Jean le deuxième plus important bassin versant du fleuve Saint-Laurent (Michaud, 1977). Le bassin hydrographique du Saguenay-Lac-Saint-Jean comprend deux sous-bassins versants : celui du lac Saint-Jean à l'ouest et celui du Saguenay à l'est.

#### 1.3.1 Hydrographie du sous-bassin versant du lac Saint-Jean

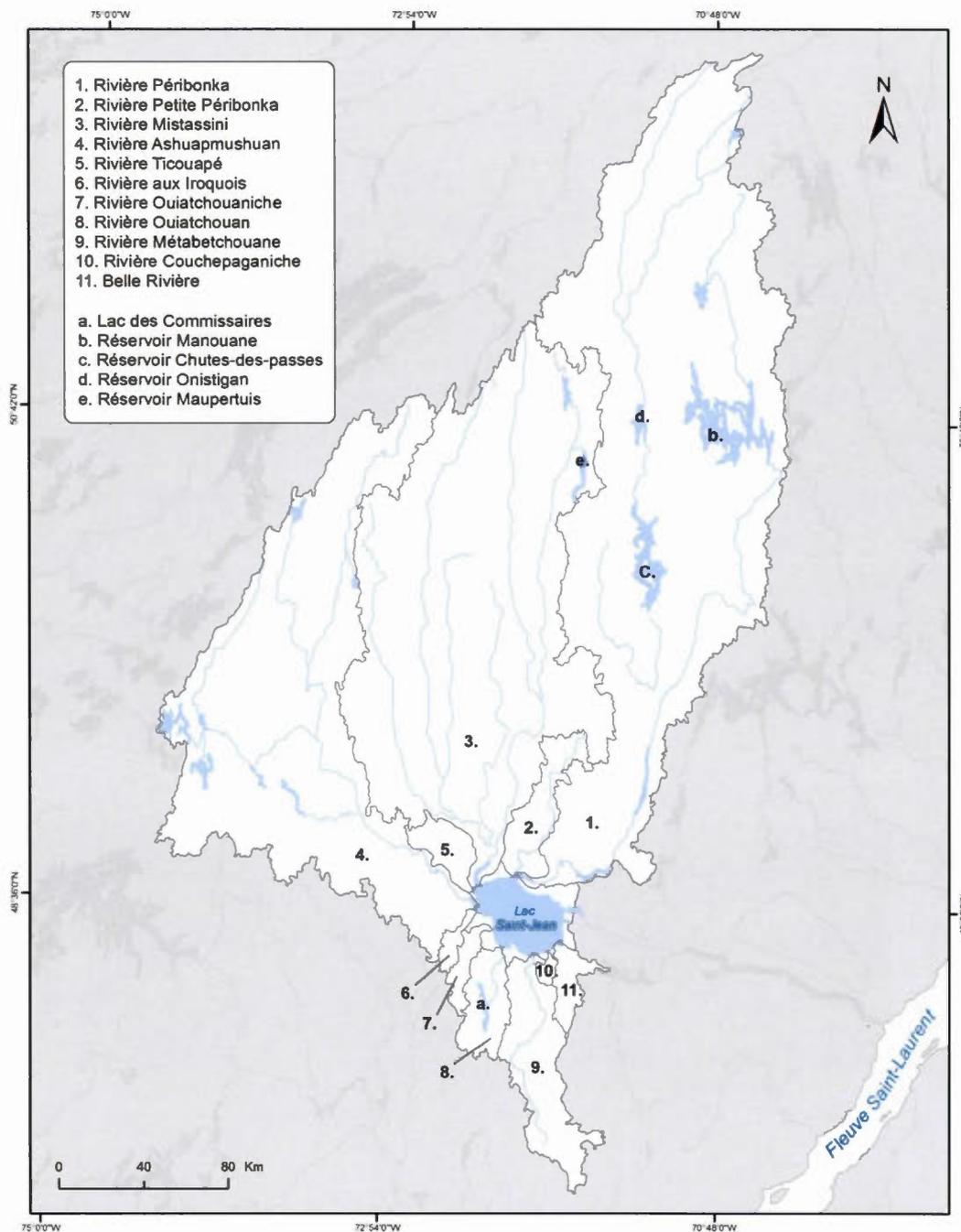
Le bassin versant du lac Saint-Jean occupe une superficie de 73 000 km<sup>2</sup> et comprend 11 tributaires généralement orientés nord-sud, qui se déversent vers le lac Saint-Jean (figure 1.5). Au nord du territoire, les sous-bassins versants des rivières Péribonka (27 534 km<sup>2</sup>), Mistassini (21 127 km<sup>2</sup>) et Ashuapmushuan (16 000 km<sup>2</sup>) forment les principaux tributaires et se déversent au NO du lac Saint-Jean. Au sud, on retrouve les sous-bassins versants des rivières Métabetchouan (2 328 km<sup>2</sup>), Ouiatchouan (961 km<sup>2</sup>) et de la Belle-rivière (488 km<sup>2</sup>).

Les principaux plans d'eau, outre le lac Saint-Jean (1060 km<sup>2</sup>), sont les lacs des Commissaires (29 km<sup>2</sup>), aux Rats (9 km<sup>2</sup>), de la Belle-Rivière (6 km<sup>2</sup>), Bouchette (5 km<sup>2</sup>), ainsi que plusieurs réservoirs hydroélectriques tels que les réservoirs de Chutes des passes (316 km<sup>2</sup>), Manouane (210 km<sup>2</sup>), Onistagane (56 km<sup>2</sup>) et Maupertuis (50 km<sup>2</sup>). Le lac Saint-Jean forme une vaste cuvette d'une profondeur moyenne de 11,3 m, mais qui atteint dans l'une de ces deux fosses, une profondeur maximale d'environ 63 m (NNO de Desbiens ; Canadian Hydrographic Service). Son plus

grand axe est orienté NO-SE et mesure 44 km, tandis que sa largeur maximale mesure 33 km. Les eaux de ce lac se drainent via la Grande-Décharge et la Petite-Décharge, à l'est d'Alma, vers la rivière Saguenay. Notons finalement que le niveau de l'eau du lac Saint-Jean a été rehaussé de quelques mètres depuis la construction du barrage de l'Isle Maligne au NE d'Alma, à la fin des années 1920 et varie annuellement d'environ 4 m ; il atteint une élévation de 101 m (a.s.l) au mois d'avril et de 105 m (a.s.l) vers le mois de juin.



**Figure 1.4** Délimitation de la région hydrographique du Saguenay-Lac-Saint-Jean (Québec, MDDEP, 2002).

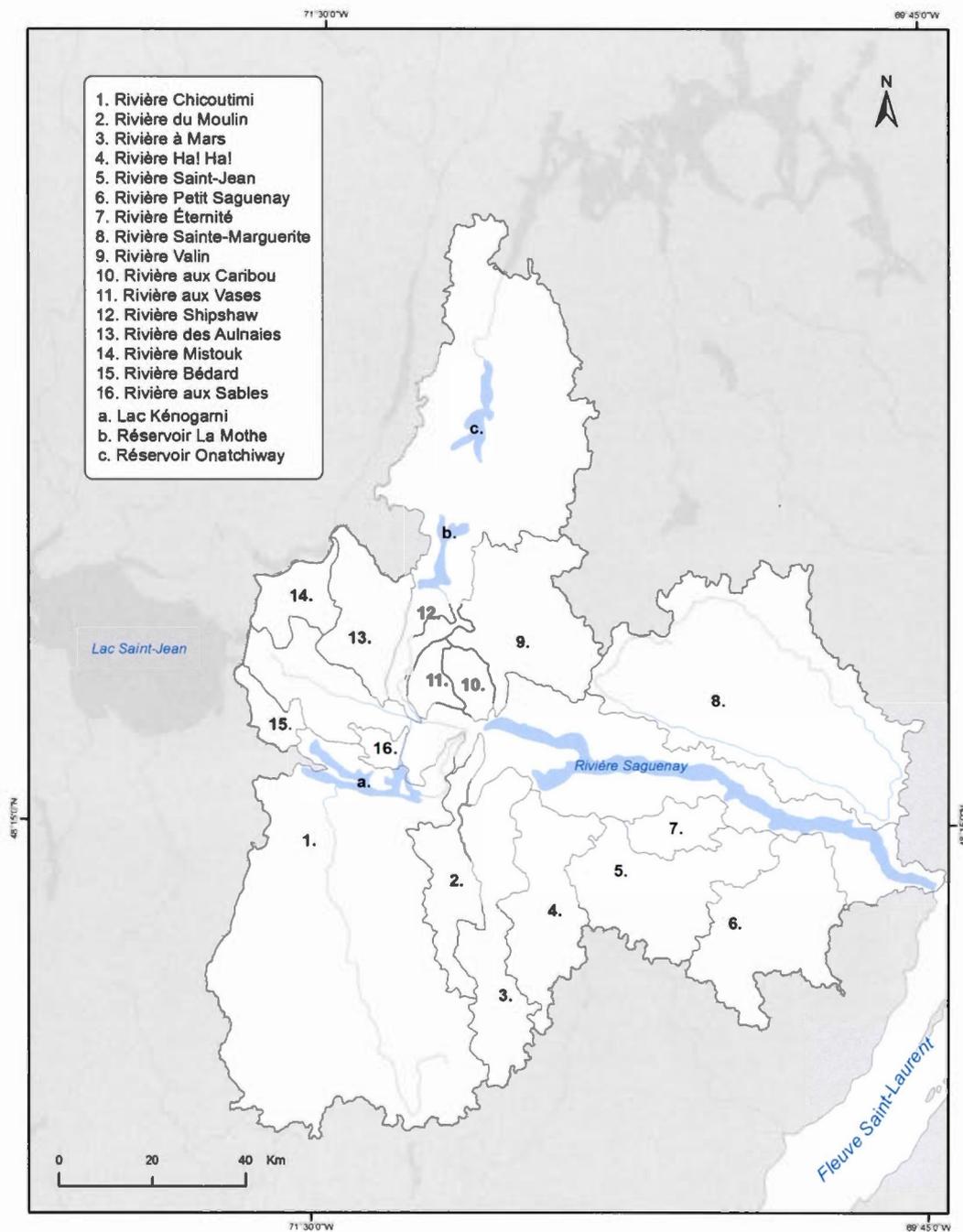


**Figure 1.5** Répartition spatiale des sous-bassins versants du lac Saint-Jean (Québec, MDDEP, 2002).

### 1.3.2 Hydrographie du sous-bassin versant du Saguenay

Le bassin versant du Saguenay occupe environ 15 000 km<sup>2</sup> (figure 1.6). La rivière Saguenay forme le principal affluent de ce bassin versant et s'écoule selon un axe ONO-ESE, sur une distance d'environ 160 km avant de se déverser dans le fleuve Saint-Laurent. Cette rivière est alimentée par plusieurs affluents généralement orientés nord-sud à l'exception de la rivière Sainte-Marguerite laquelle est structurellement contrôlée par un escarpement de faille d'orientation ONO-ESE.

Les principaux sous-bassins sont ceux des rivières Chicoutimi (3495 km<sup>2</sup>), Shipshaw (2291 km<sup>2</sup>), Sainte-Marguerite (2120 km<sup>2</sup>), Petit-Saguenay (796 km<sup>2</sup>), Valin (766 km<sup>2</sup>), Saint-Jean (758 km<sup>2</sup>), à Mars (670 km<sup>2</sup>) et de la rivière Ha! Ha! (620 km<sup>2</sup>). Plusieurs vallées fluviales, notamment celle de la rivière aux Vases présente des dimensions disproportionnelles par rapport au lit de la rivière actuel. Dans la majorité des cas, l'élargissement de celles-ci a été engendré par de nombreux glissements de terrain qui ont affecté leurs rives (Tremblay, 1971a). Les plans d'eau les plus étendus du bassin versant de la rivière Saguenay sont le lac Kénogami (58 km<sup>2</sup>) et les réservoirs La Mothe (38 km<sup>2</sup>) et Onatchiway (32 km<sup>2</sup>).



**Figure 1.6** Répartition spatiale des sous-bassins versants du Saguenay (Québec, MDDEP, 2002).

#### 1.4 Géologie régionale du substratum rocheux

La région du Saguenay-Lac-Saint-Jean se situe dans la province de Grenville. Selon River *et al.* (1989), le socle rocheux fait partie de la ceinture allochtone polycyclique, lequel est profondément marqué par les différentes phases d'intrusions, de déformations et de recristallisation survenue durant l'orogénèse grenvillienne. Le dernier évènement tectonique majeur dans la région est survenu au début du Cambrien et a engendré la formation du graben du Saguenay (Hébert et Lacoste, 1998).

Le socle rocheux cristallin précambrien du Grenville est recouvert en discordance par des roches sédimentaires paléozoïques de la Plate-forme du Saint-Laurent. Parmi les roches du Précambrien, on distingue trois grands ensembles lithologiques : un complexe gneissique à caractères mixtes, un complexe métasédimentaire et un complexe plutonique. Les roches du paléozoïque forment deux ensembles, soit les calcaires du Groupe de Trenton et les schistes argileux du Groupe d'Utica. La description de ces unités géologiques est principalement basée sur les travaux de cartographie géologique de Laurin et Sharma (1975) ainsi la compilation géologique de Thériault (2002 : fig. 1.7)



#### 1.4.1 Les complexes gneissiques à caractères mixtes

Les complexes gneissiques à caractères mixtes (complexes gneissiques du Saguenay et le complexe gneissique du Cap à l'est) forment les plus anciennes roches sur le territoire. On les observe surtout au nord et au sud du lac Saint-Jean (Normandin, Girardville, Saint-Stanislas et Saint-Hedwidge-de-Roberval) puis à l'est de Chicoutimi dans la région du Saguenay (figure 1.7). Ces complexes comprennent un assemblage de roches plutoniques et granulitiques mis en place sous forme d'intrusions successives à travers une séquence de roches supracrustales migmatisées. Ils regroupent essentiellement des gneiss riches en hornblende et en amphibolite, des gneiss riches en biotite, des gneiss gris à quartz, plagioclase, biotite et/ou hornblende et des gneiss à charnockitiques.

#### 1.4.2 Les complexes métasédimentaires

Les complexes métasédimentaires s'observent à l'est de Chicoutimi (figure 1.7). Ils regroupent des quartzites, des paragneiss mixtes, des marbres, des roches calcosilicatées, des skarns et des amphibolites. Parmi celles-ci, ce sont les quartzites et les paragneiss que l'on retrouve le plus fréquemment (Laurin et Sharma, 1975).

#### 1.4.3 Les complexes plutoniques

Les roches d'origine plutonique sont les plus abondantes de la région. Avec sa superficie approximative de 20 000 km<sup>2</sup>, le massif d'anorthosite du Lac-Saint-Jean constitue la plus importante des intrusions de la région à l'étude (Dimroth et *al.*, 1981). Ces unités s'observent surtout dans la partie centrale du territoire à l'étude et sont représentées par des anorthosites, des anorthosites gabbroïques, des gabbros, des métagabbros, des amphibolites ainsi que la suite charnockitique composés des mangérites, des syénites à hypersthènes et des monzonites (figure 1.7). Ces roches sont généralement massives, à grains grossiers à très grossiers, où des phénocristaux d'un diamètre moyen d'un centimètre peuvent être observés. Lorsque l'anorthosite

fait place à des phases gabbroïques et dioritiques, elle se caractérise très souvent par une structure rubanée et par de brusques variations de texture, de granulométrie et de composition (Tremblay, 1971a).

Régionalement, les roches granitiques forment les roches les plus jeunes du Précambrien et recourent l'ensemble des formations lithostratigraphiques précédemment décrites (Laurin et Sharma, 1975). Il s'agit principalement des granites, des granites accompagnés d'un peu de pegmatites et des migmatiques à trame de gneiss, lesquelles forment des masses importantes autour de la principale intrusion d'anorthosite située au NE du Lac-Saint-Jean. Ces roches sont massives et largement grenues, à grain grossier, foliées et laissent entrevoir, par endroit, des passages fréquents de l'une à l'autre des textures.

#### 1.4.4 Dykes

Les dykes et les masses irrégulières de pegmatites se situent principalement au nord-ouest, à l'ouest et au sud du lac Saint-Jean et dans les environs du lac Kénogami, Chicoutmi, Saint-Honoré et de l'Ascension dans la région du Saguenay. Ils recourent les formations stratigraphiques postérieures à l'orogénie grenvillienne (Laurin et Sharma, 1975).

#### 1.4.5 Les roches sédimentaires paléozoïques

Ces roches sédimentaires sont uniquement présentes dans la dépression structurale du Saguenay-Lac-Saint-Jean, notamment entre Saint-Félicien et Lac-à-Croix dans la région du lac Saint-Jean et Saint-Honoré dans la région du Saguenay (figure 1.7). Ces lambeaux résiduels du Paléozoïque forment une surface relativement plane, laquelle contraste avec les autres grands ensembles géologiques. Ces roches appartiennent aux groupes de calcaire de Trenton et de schiste argileux de l'Utica. Stratigraphiquement, la série commence avec des calcaires impurs et gréseux et des grès minces ; elle est suivie de calcaire fortement fossilifère et se termine avec les schistes argileux

fossilifères de l'Utica (Laurin et Sharma, 1975). Localement, des traces de dissolution ont été observées dans les calcaires du Groupe de Trenton (figure 1.8). Selon Tremblay (1971a), ces fentes dissolution peuvent atteindre plus de 45 cm de largeur et jusqu'à 3 m de profondeur dans certains secteurs.



**Figure 1.8** Fentes de dissolution karstiques pouvant atteindre plus de 0,75 m de profondeur au sud de Saint-Honoré (arrêt EL1310001).

### 1.5 Travaux antérieurs

Les premières observations scientifiques ont été effectuées dès 1828 dans le cadre de l'expédition des Commissaires (Baddeley et *al.* 1829). Le lieutenant F.H. Baddeley a effectué les premiers levés géologiques en naviguant le long des rivages du lac Saint-Jean ainsi que près de l'embouchure de ses principaux affluents. Son rapport d'expédition renferme diverses informations générales concernant la géologie, la topographie et la nature des sols arables. Il souligne notamment, la présence de roches paléozoïques sur les rives du Lac-Saint-Jean, de l'abondance des alluvions et des argiles.

La même année, W. Nixon, J. Hamel, J. Bouchette, et J.P. Proulx ont également parcouru la région afin d'accroître les renseignements relatifs à la qualité des sols (Baddeley et *al.*, 1829). Au cours de leurs expéditions, le lieutenant J. Bouchette a observé près de la rivière Petite-Décharge des anciens littoraux et des coquillages marins à plus de 60 m au-dessus du niveau du lac Saint-Jean.

Mandaté par la Commission Géologique du Canada, Richardson (1858) explore le territoire du lac Saint-Jean depuis l'embouchure de la rivière Saguenay jusqu'aux environs du lac Mistassini. Son rapport contient de l'information concernant la géologie structurale, les aptitudes agraires des terres ainsi qu'une cartographie du rivage du lac Saint-Jean. Son rapport fait aussi mention de la découverte de fragments de coquillages marins de type *Saxicava rugosa* dans les argiles de la rivière à Mars (sud de la ville de la Baie) et de la Belle-Rivière (sud de la région d'Hébertville).

Logan (1864) a publié dans la Géologie du Canada, les premiers bilans des connaissances acquises sur la géologie quaternaire depuis 1828. On y présente la répartition spatiale des argiles ainsi que les particularités de la faune marine fossile au Saguenay-Lac-Saint-Jean. Une carte des dépôts meubles de l'Est du Canada, incluant le Lac-Saint-Jean, est joint à cet ouvrage.

Entre 1882 et 1893, l'abbé Laflamme a réalisé plusieurs expéditions dans la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean. Les nombreux sites fossilifères et les anciennes plages répertoriés lui ont permis notamment de préciser son hypothèse concernant l'existence d'une mer intérieure à plus de 76 m au-dessus du lac Saint-Jean. Lors de sa dernière publication, Laflamme reconnaît que l'ensemble des terrasses au sud d'Hébertville dont l'élévation oscille entre 180 et 210 m, doivent leur origine au drainage d'une série de lacs située sur les hautes-terres laurentiennes en amont du lac Saint-Jean, dont les eaux ont fini par rejoindre la Mer de Laflamme.

A.P. Low (1893) a observé et mesuré plusieurs marques d'érosion glaciaire au sud du lac Saint-Jean. Selon l'auteur, le glacier s'écoulait généralement vers le sud (S.185°). Il souligne également la présence de blocs erratiques de calcaire ordovicien sur les hautes terres du Bouclier canadien et cela, à plus de 34 km des affleurements paléozoïques les plus rapprochés.

Chalmers (1905) a réalisé les premières études approfondies relatives à l'origine, la nature et l'étendue des différents dépôts d'origine glaciaire et postglaciaire de la région du Lac-Saint-Jean. Contrairement à ses prédécesseurs, il n'observe aucun fossile marin et suggère que les argiles du Lac-Saint-Jean soient d'origine lacustre. L'auteur suggère également que les glaces qui occupaient la dépression structurale s'écoulaient vers le Saint-Laurent.

Barlow *et al.* (1912) ont observé près de la rivière Chamouchouane des lignes de rivages leur permettant de suggérer une limite marine maximale de 197 m.

Keele (1916) dans son rapport préliminaire sur les dépôts d'argile et de schistes de la province de Québec, mentionne que le seuil de Kénogami était suffisamment important pour empêcher les eaux marines d'atteindre la dépression du lac Saint-Jean.

Dresser (1916) a réalisé une description lithologique des deux monticules sableux situés à proximité de la rivière Métabetchouan et du lac Saint-Jean. Selon lui, ceux-ci formaient des accumulations de sédiments juxtaglaciaires associées à des kames.

Coleman (1927) a réalisé un levé stratigraphique des sédiments meubles à l'est d'Alma. Bien qu'il ait noté des différences dans la texture et la compacité des sédiments, aucun indice majeur ne lui permet de corrélérer ceux-ci à des dépôts antérieurs à la dernière glaciation.

Les premières études approfondies de géomorphologie ont été réalisées par Blanchard (1933). Selon cet auteur, un système de langues glaciaires comparable aux glaciers alpins aurait envahi le territoire du lac Saint-Jean. Il attribue à l'érosion de ce glacier local, le surcreusement de l'ombilic du lac Saint-Jean et le façonnement de la vallée du Saguenay. Il suggère également que la Mer de Laflamme a envahi toute la vallée du lac Kénogami.

Radforth (1945) a signalé à Shipshaw la présence de sédiments tourbeux qui daterait probablement du Sangamon. Cette hypothèse est cependant contestée par Tremblay (1965), considérant la position stratigraphique de cette unité : ces sédiments tourbeux seraient plutôt associés à un ancien glissement de terrain.

Suivant leurs travaux de classification et de cartographie des sols à l'est du lac Saint-Jean, Laverdière et Mailloux (1956) ont proposé le premier bilan des connaissances relatives à la transgression marine au Saguenay-Lac-Saint-Jean. Dans celui-ci, ils suggèrent une limite marine de 182 m pour la région du lac Saint-Jean et présentent un inventaire complet des sites fossilifères observés jusqu'à présent. Selon les deux auteurs, l'apport considérable en eau douce des principaux affluents a assurément influencé la diversité faunistique marine ainsi que leur répartition des sites fossilifères durant la déglaciation.

C'est durant les années 1960 que les principaux travaux d'exploration spécifiquement axés sur le Quaternaire ont été entrepris. Durant ses travaux de recherches dans la partie sud du lac Saint-Jean et la région du haut Saguenay, Lasalle (1965 et 1966) a répertorié plusieurs nouveaux sites fossilifères. La détermination d'âge au radiocarbone sur des fragments de coquillage en provenance d'une ancienne plage a donné un âge de  $8\,680 \pm 140$   $^{14}\text{C}$  BP (9,7 cal. ka). Plusieurs autres datations radiocarbones effectuées par Lasalle et Rondot (1967) et Lasalle (1965, 1966, 1968) ont permis d'établir la phase de transgression et de régression marine entre 10,2 et 8,7 ka  $^{14}\text{C}$  BP (11,9 et 9,8 cal. ka). Lasalle émet l'hypothèse que la région du Lac-Saint-

Jean aurait pu être libre de glace avant la mise en place de la moraine de Saint-Narcisse, vu l'âge de certaines coquilles marines.

Tremblay (1965, 1967 et 1968) a effectué ses travaux de maîtrise dans la région d'Hébertville au Lac-Saint-Jean. L'auteur a décelé la présence de sédiments glaciolacustres (deltaïque, littoral, profond) entre la région de Bilodeau et Saint-François-de-Sales. Il estime que la mise en place de ces sédiments a été causée par l'obturation du drainage hydrographique par le front glaciaire. Des mesures qualitatives et quantitatives des crêtes morainiques de ce secteur semblent démontrer que celles-ci auraient été formées dans un réseau de crevasses basales à la marge de la dernière calotte glaciaire et laissent croire qu'elles auraient été formées dans un milieu glaciolacustre.

Dionne et Boucher (1967) ont réalisé plusieurs levés des marques d'érosion glaciaire le long de la route nationale 54. L'orientation généralement NO-SE de ces marques d'érosion glaciaire correspond à l'écoulement glaciaire durant la phase terminale du Pléistocène, alors que la glace était plus mince et influencée par la topographie du socle rocheux.

Dionne (1968) a répertorié cinq nouvelles localités fossilifères dont les plus importantes figurent au NO de Dolbeau-Mistassini. Selon l'auteur, la rareté ou même la présumée absence des fossiles marins dans la partie nord est vraisemblablement causés par l'apport en eau de fonte des principaux tributaires, le milieu de sédimentation deltaïque et les conditions climatiques qui prévalaient durant la déglaciation. L'auteur suggère d'établir le niveau minimum de la submersion marine à 180 m d'altitude.

Dionne et Laverdière (1969) ont recueilli et compilé toutes les données connues à ce jour relatives à la faune malacologique fossile de la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean. Cette compilation montre une décroissance des sites fossilifères vers le nord du

lac Saint-Jean. Selon leurs observations, le niveau minimal lacustre du lac Saint-Jean est situé entre 108 m (fossile lacustre le plus élevé) et 103 m où plusieurs espèces lacustres telles que le *Pisidium*, *Sphaerium*, *Valvata tricarinata*, *Amnicola limosa*, *Fossaria parva*, *Helicosoma* et *Gyraulus parvus* ont été observées à cette élévation dans ce même secteur.

Hardy (1968) réalise une étude sur les dimensions des mollusques dans le but de déterminer la paléosalinité de la Mer de Laflamme dans la région du Saguenay. Ces travaux suggèrent que la salinité de l'eau aurait été d'environ 15% en amont de Jonquière. Des comparaisons entre les espèces inventoriées dans le secteur d'Alma et Jonquière et au nord du lac Saint-Jean ont révélé des différences significatives dans la dimension et l'épaisseur des coquilles marines entre ces secteurs, ce qui selon l'auteur, peut être attribué à la faible salinité des eaux au nord du lac Saint-Jean.

Selon Elson (1969), le régime isostatique régional est difficilement interprétable compte tenu du manque d'informations concernant la distribution spatiale, la durée de l'envahissement ainsi que l'altitude maximale atteinte par la Mer de Laflamme. Toutefois, l'auteur établit des comparaisons entre le soulèvement isostatique estimé de la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean et celui de la Mer de Tyrrell a atteint 9 m/100 ans entre 7 et 3 ka <sup>14</sup>C BP (7,8 et 3,2 cal. ka).

Laverdière et Dionne (1969) ont étudié la morphogénèse des rochers dissymétriques de l'est du Lac-Saint-Jean. L'analyse de la distribution spatiale ainsi que de l'orientation de ces mésoformes d'érosion glaciaire suggère une légère variation de l'écoulement glaciaire : l'orientation des rochers dissymétriques à l'est du Lac-Saint-Jean est généralement NO-SE avant de s'orienter vers l'est en proximité de la rivière Saguenay.

Brodeur (1970) a réalisé une seconde étude sur les crêtes morainiques situées près de Saint-François-de-Sales au sud du lac Saint-Jean afin de déterminer leur origine. Ses analyses quantitatives et qualitatives ont permis de démontrer que leur mode de mise en place reposait sur l'enchaînement de deux facteurs successifs : un remplissage des crevasses basales par des dépôts glaciaires (till de fond) saturés d'eau et un remaniement partiel par une légère réavancée du front glaciaire.

Les travaux de Hardy (1970) avaient pour but de cartographier les dépôts meubles et d'étudier la modalité de la déglaciation ainsi que l'invasion marine dans la vallée du Petit-Saguenay. Il établit des corrélations entre les différents bourrelets morainiques de Saint-François-d'Assise à Saint-Siméon, notamment entre la moraine frontale du lac Plongeon préalablement identifié par Rondot (1967) et les crêtes morainiques de la région de Saint-Urbain, lesquelles sont considérées comme contemporaines à la Moraine de Saint-Narcisse. Il a noté dans la portion méridionale de la rivière Saguenay, la présence de plusieurs lacs d'obturation glaciaire de tailles variables. Selon Hardy, l'épisode marin à l'extrémité sud du territoire à l'étude semble avoir débuté peu avant la récurrence de Saint-Narcisse, soit entre 10,5 et 11 ka <sup>14</sup>C B.P. (12,3 et 12,8 cal. ka).

Entre 1968 et 1971 Tremblay présente de nombreux résultats associés à ses travaux de doctorat où il définit notamment l'histoire glaciaire et postglaciaire de l'est du Lac-Saint-Jean et du Haut-Saguenay. Selon ces relevés, l'écoulement glaciaire s'est effectué entre le SSO et SSE sur les hautes-terres du Bouclier alors qu'à l'intérieur des basses-terres du Saguenay-Lac-Saint-Jean, celui-ci montre un mouvement vers l'ESE, soit plus ou moins parallèle aux vallées des rivières Saguenay et des principaux escarpements de faille. Ces principales directions de l'écoulement glaciaire sont également appuyées par des études sur la disposition des cailloux dans le till de fond. Malgré la vaste cartographie des dépôts superficiels et les nombreux levés stratigraphiques réalisés, aucun indice ne lui permet de proposer que la région

ait été libre de glace à un moment quelconque durant le Wisconsinien, ou encore que le glacier ait réavancé dans la région lors de la déglaciation. En se basant sur les dates  $^{14}\text{C}$ , les positions des fronts morainiques ainsi que les deltas fluvioglaciaires, l'auteur propose une reconstitution paléogéographique des événements postglaciaires de la région et suggère d'établir la transgression marine maximum à 178 m au sud et à 198 m au NO du Lac-Saint-Jean. Les datations radiocarbones obtenues à partir des différents sites fossilifères semblent indiquer que la submersion marine a subsisté entre 10,2 à 8,5  $^{14}\text{C}$  B.P. (11,9 à 9,5 cal ka).

En 1972, Dionne publie une cartographie morphosédimentologique des formations meubles du Saguenay-Lac-Saint-Jean comprenant 24 feuillets topographiques à l'échelle du 1 : 50000 pour le Laboratoire de Recherches forestières du Québec. Au cours de ces travaux, l'auteur a identifié la présence de plusieurs concrétions à l'intérieur de 44 sites et l'existence de nombreux lacs proglaciaires sur les hautes-terres laurentiennes, notamment dans le secteur du lac des Commissaires et au sud du lac Kénogami dans le parc des Laurentides (Dionne, 1971 ; Cailleux et Dionne, 1972). Il a également noté plusieurs indices témoignant d'anciens glissements de terrain survenus entre  $435 \pm 90$   $^{14}\text{C}$  BP et  $555 \pm 85$   $^{14}\text{C}$  BP (1972a, 1972b).

Dans ses études de dispersion glaciaire, Dionne (1973) a déterminé deux aires de dispersions au Saguenay-Lac-Saint-Jean. La première aire de dispersion est orientée N-S et s'étend jusqu'au environ du lac des Commissaires au sud du lac Saint-Jean alors que la seconde, est orientée ESE, soit plus ou moins dans l'axe de la rivière Saguenay, à l'est du seuil de Kénogami. Selon l'auteur, des erratiques paléozoïques ont été identifiés à plus de 80 km des affleurements connus.

Lasalle (1973a et 1973b) a entrepris la cartographie des dépôts superficiels de la région d'Arvida, Chicoutimi et Bagotville à l'échelle 1 : 64 000 et du grand glissement de terrain de Saint-Jean-Vianney à l'échelle 1 : 12 000. Au cours de ces travaux, l'auteur a noté la présence de structures sédimentaires (rides de courants

asymétriques) bien développées à l'ouest du lac Kénogami, laquelle semblait suggérer une mise en place en eau peu profonde dans un axe plus ou moins parallèle à la vallée du lac Kénogami. Il émet l'hypothèse qu'une communication directe entre le lac Kénogami et les eaux marines a pu exister durant la submersion maximale.

Dionne (1977) a dressé un court bilan de l'état des connaissances sur la reconstitution spatiale et la chronologie régionale de l'épisode marin de Goldthwait. Au Saguenay-Lac-Saint-Jean, l'auteur a proposé une délimitation géographique à la hauteur de la Baie des Ha! Ha! permettant de révéler certaines réalités géomorphologiques, stratigraphiques et chronologiques entre les mers de Goldthwait et de Laflamme.

Lasalle et *al.* (1977) proposent que l'embouchure du Saguenay ait été occupée par une masse de glace jusque vers 10,5 ka (12,3 cal ka) laquelle a retardé la submersion marine dans le fjord du Saguenay.

Lasalle et Tremblay (1978) ont procédé à une mise en commun de leurs travaux respectifs réalisés entre 1964 et 1973. Cette compilation cartographique des formations superficielles équivaut à 8 feuillets SNRC à l'échelle du 1 : 50 000. Ces travaux furent accompagnés de 125 forages ainsi que plusieurs levés sismiques permettant d'établir plusieurs corrélations lithostratigraphiques : les travaux confirment à nouveau l'absence de dépôts quaternaires antérieurs à la dernière glaciation. Ensemble, ils bonifient le modèle hypothétique des positions du front glaciaire tel qu'antérieurement proposé par Tremblay (1971).

Les études réalisées par Dionne (1986 et 1994) ont permis d'établir une chronologie précise des régimes de dispersion glaciaire sur l'ensemble du territoire. La découverte de dolomies à stromatolites sur les rives de l'estuaire du Saint-Laurent suggère un prolongement de l'écoulement glaciaire sur plus de 500 km. En 1994, il précise le modèle en utilisant deux types d'indicateurs distincts ; soit les traceurs d'origine proximale (roches sédimentaires variées) transportés sur une distance entre 100 et 200

km et les traceurs d'origine distale (dolomies et conglomérats précambriens) entraînés sur une distance entre 400 et 500 km. Les dolomies avec ou sans stromatolites ainsi que les tillites mettent en évidence un transport du NO-SE (entre la région des lacs Mistassini, Albanel et Tadoussac) selon un axe grossièrement parallèle à la rivière Saguenay.

Dionne et Occhietti (1996) dans leur étude sur le Quaternaire à l'embouchure du Saguenay proposent qu'un complexe deltaïque perché a été édifié aux environs de Tadoussac vers 11,1 – 10,6 ka  $^{14}\text{C}$  BP (13 – 12,4 cal ka). Tout comme Lasalle (1977), ils suggèrent un décalage entre la submersion de la bande côtière et l'intérieur des terres causé par la déglaciation tardive du Saguenay.

Paradis *et al.*, (1998) ont réalisé une nouvelle cartographie détaillée des secteurs de la Baie des Ha! Ha! et de Saint-Fulgence (SNRC 22D07 ouest) à l'échelle du 1 : 20 000. La chronologie relative des marques d'érosions suggère un ajustement de l'écoulement glaciaire, passant du SO à l'ESE.

Dans le cadre de sa maîtrise, Duschesne (2001) présente une étude sédimentologique dans le but de déterminer la nature des dépôts graveleux d'une série de gravières en bordure de la route 175 à Laterrière. Selon l'auteur, les différents faciès observés dans ces sites suggèrent que les dépôts graveleux au sud de Laterrière font partie d'une vaste plaine d'épandage subaérien, laquelle se serait développée à travers les restes d'un lobe de glace résiduel dans la vallée du lac Kénogami.

Veillette (2004) a proposé une synthèse de l'écoulement et de la dispersion glaciaire basée sur la répartition d'erratiques provenant des bassins sédimentaires du lac Mistassini et des monts Otish, ainsi qu'une chronologie relative des marques d'érosion glaciaire anciennes sur un territoire de 230 000 km<sup>2</sup>. Cette étude a notamment permis d'observer un ajustement de l'écoulement glaciaire, passant du

sud-ouest au sud-est lors de la dernière déglaciation au sud de la zone de partage des glaces, et d'expliquer la présence d'erratiques lointains au Saguenay-Lac-Saint-Jean.

Macknache (2005) a également réalisé une étude sédimentologique des dépôts graveleux entre la région de Métabetchouan et de Larouche au sud du lac Saint-Jean. La comparaison des faciès graveleux dans les trois sites étudiés a permis d'observer certaines différences entre les faciès deltaïques de Métabetchouan et ceux des plaines d'épandages glaciaires d'Hébertville. L'inventaire des faciès sédimentaires, l'identification des processus impliqués ainsi que la morphologie des dépôts suggèrent que la gravière de Métabetchouan serait un large complexe deltaïque pro-glaciaire alors qu'entre Hébertville et Larouche les gravières auraient été mises en place au contact du glacier sous la forme d'une terrasse de kame.

Brazeau (2011) a réalisé un inventaire des ressources en granulats de la région de la réserve faunique des Laurentides, dans lequel il présente des informations sur la localisation et l'origine des dépôts granulaires ainsi que leur épaisseur et l'exploitabilité des matériaux qu'ils renferment. La cartographie proposée dans ce rapport suggère la présence de plusieurs lacs d'obturation glaciaire dans les principales vallées fluviales, notamment celles des rivières Pikauba, Cyriac, du Moulin et la rivière à Mars où se sont accumulés des silts et argiles (faciès d'eau profonde) et des sables et graviers (faciès d'eau peu profonde et deltaïques) d'origine glaciolacustres.

Dans le cadre de ses travaux de doctorat, Nutz (2014) présente un schéma de déglaciation appuyé par de nouvelles données de terrain (analyse de faciès sédimentaires de la région du lac Saint-Jean), par des levées géophysiques (sismique réflexion à très haute résolution) et de datations  $^{14}\text{C}$  et O.S.L., où il suggère une déglaciation précoce de la vallée du Saguenay-Lac-Saint-Jean. Selon cet auteur, le graben du Saguenay-Lac-Saint-Jean aurait été déglacé avant les hautes-terres laurentiennes.

## 1.6 Méthodologie

L'objectif de recherche visait à mettre à jour les données sur les formations superficielles au bénéfice du projet du Programme d'acquisition des connaissances en eaux souterraines (*PACES*). Pour ce faire, une nouvelle cartographie systématique et détaillée des formations superficielles s'imposait dans le but d'identifier la succession des principaux événements quaternaires de la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean. La méthodologie employée pour atteindre ces objectifs est subdivisée en 3 étapes : la photo-interprétation préliminaire, les travaux de terrain, le traitement et l'intégration des données dans des systèmes d'informations géographiques.

### 1.6.1 La photo-interprétation préliminaire

Cette étape a été effectuée à l'aide d'une couverture de photographies aériennes à l'échelle de 1 : 40 000 du Ministère des Terres et des Forêts du Québec. Le territoire à l'étude bénéficie d'une excellente couverture aérienne réalisée principalement entre les années 1968 et 2001.

Dans son ensemble, la photo-interprétation a permis de répertorier les différentes unités lithostratigraphiques ainsi que les principales formes glaciaires et postglaciaires. Les sites plus difficilement interprétables ont également été identifiés afin de les vérifier lors des campagnes de terrain.

### 1.6.2 Les travaux sur le terrain

Les travaux de terrain ont été réalisés durant les étés de 2009 et de 2010. Au total, 22 semaines de travaux ont été nécessaires pour effectuer les descriptions lithostratigraphiques des sédiments meubles (analyse des structures sédimentaires, épaisseur, texture, stratification, réaction au HCL, présence de fossiles, morphologie de la fraction grossière (arrondie, subarrondie, subanguleuse, anguleuse), compaction, couleur à partir de la charte Munsell, tri et contact entre les unités). Les microformes

d'érosion ont été relevées sur chaque affleurement rocheux. Les différentes unités lithostratigraphiques et les marques d'érosion glaciaire ont été identifiées par des levés géologiques le long des routes et rivières ainsi que dans les sablières et gravières accessibles.

À l'automne 2010, des travaux complémentaires ont été effectués sur l'ensemble du territoire du Saguenay-Lac-Saint-Jean afin de mesurer l'élévation maximale atteinte par la Mer de Laflamme. Au total, plus de 40 sites (deltas glaciomarins et deltas juxtaglaciaires) ont été mesurés à l'aide d'un système de positionnement global différentiel (DGPS).

### 1.6.3 Intégration des données dans les systèmes d'information géographique

Les travaux de terrain ont permis de valider la photo-interprétation préliminaire. Les différentes unités lithostratigraphiques ainsi que les symboles géomorphologiques ont été reportés sur les photographies aériennes à l'aide d'un stéréoscope à miroir. Ensuite, ces informations ont été numérisées à l'intérieur d'un *SIG* et reportées à l'échelle de 1 : 50 000. La cartographie finale a utilisé la légende quaternaire proposée par la Commission Géologique du Québec (version 11).

La transformation de la photo-interprétation conventionnelle vers la cartographie assistée par ordinateur a nécessité plusieurs manipulations. D'abord, la totalité de la couverture aérienne a été numérisée (fichier matriciel) et géoréférencée sur un fond de carte de la Base de données topographique du Québec. L'attribution de références spatiales a permis de numériser les différentes unités lithostratigraphiques et les symboles géomorphologiques sous forme de polygones et de polygones à l'écran. Ce mode de représentation utilisé lors de la mise en carte finale permet de gérer les données individuellement et de superposer chacune des couches afin de générer des cartes thématiques et de mieux comprendre la succession des principaux événements quaternaires du Saguenay-Lac-Saint-Jean.

Ce projet de recherche a nécessité l'utilisation d'un modèle numérique de terrain (DEM) régional réalisé à l'aide du logiciel ArcGIS 10.x en combinant les valeurs hypsométriques des courbes de niveau (polylignes) et des données d'élévation (points) à l'échelle de 1 : 20 000. La résolution choisie du modèle de terrain est de 7m/pixel. Ces paramètres ont permis d'obtenir une représentation précise de la topographie régionale du territoire à l'étude, en plus de représenter les grands traits de la géomorphologie tels que les ravinements majeurs, les glissements de terrain majeurs et les terrasses d'érosion.

## CHAPITRE II

### L'ÉROSION GLACIAIRE DU SUBSTRAT ROCHEUX

Les processus mécaniques tels que l'abrasion glaciaire, la fracturation et le débitage ont laissé sur le socle rocheux de la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean de nombreuses formes typiques de l'érosion glaciaire. Dans ce chapitre, on présente les différentes caractéristiques des formes produites par les processus de l'érosion glaciaire autant à l'échelle régionale que locale. En fonction de leur taille, celles-ci ont été divisées en trois catégories, soit les macroformes (échelle variant entre quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres), mésoformes (échelle métrique) et les microformes (échelle centimétrique à millimétrique). À l'échelle régionale, la compilation ainsi que l'analyse de chacune des formes d'érosions permettent de déterminer les directions de l'écoulement glaciaire et d'établir une chronologie relative de celles-ci.

#### 2.1 Les macroformes

Les macroformes d'érosion glaciaire identifiées au Saguenay-Lac-Saint-Jean comprennent des vallées glaciaires, des cirques glaciaires ainsi que des drumlins rocheux.

##### 2.1.1 Les vallées glaciaires

On retrouve à l'intérieur des hautes terres du Saguenay-Lac-Saint-Jean, quelques vallées présentant la forme caractéristique des auges glaciaires. On les observe notamment le long des rivières Petit-Saguenay, Saint-Jean, Éternité, Sainte-Marguerite, Valin, Saint-Louis, Bras des Murailles, Péribonka et Alex. Les dimensions de ces auges glaciaires varient entre 10 et 30 km de longueur et de 0,5 à 2

km de largeur. Le fond de ces vallées est généralement plat et comblé par des sédiments d'origine fluvioglaciaire (sédiments juxtaglaciaires ou bien d'épandage proglaciaire), alluviale et glaciolacustre (sédiments fins d'eau profonde ou peu profonde). Les parois des vallées glaciaires sont habituellement escarpées et présentent localement des surfaces striées et polies, lesquelles témoignent de l'érosion glaciaire à l'intérieur de ces vallées.

Depuis le XIXe siècle, plusieurs auteurs (Buies, 1880 ; Laflamme, 1886 ; Chalmers 1905 ; Dresser et Denis, 1946 ; Tremblay, 1965, 1971a ; Hardy, 1970 ; Dionne, 1973 ; Lasalle et Tremblay, 1978) ont souligné à maintes reprises l'importance de la dépression structurale du Saguenay-Lac-Saint-Jean sur le conditionnement de l'écoulement glaciaire, vers la fin du Wisconsinien. Comme nous le verrons plus loin, l'analyse de l'orientation des différentes marques d'érosion glaciaire (roches moutonnées, cannelures et stries) répertoriées lors des travaux de terrain et de la photo-interprétation (drumlins rocheux) confirment que cette dépression a effectivement conditionné l'écoulement glaciaire à la fin de la dernière glaciation et qu'elle constituait alors une importante vallée glaciaire.

Longitudinalement, cette vallée glaciaire s'étend sur environ 180 km entre le nord du lac Saint-Jean et l'embouchure de la rivière Saguenay. Sa largeur est approximativement de 100 km au nord de Dolbeau-Mistassini et de 35 km près de Chicoutimi-Jonquière. À l'est de la région de la Baie des Ha! Ha!, la largeur de celle-ci se réduit considérablement et devient, en son centre, le fjord du Saguenay (Locat et Levesque, 2009). Dans son ensemble, les parois de la vallée du Saguenay-Lac-Saint-Jean sont généralement escarpées, rectilignes et présentent en maints endroits, des surfaces polies et striées, notamment dans les secteurs compris entre Chicoutimi-Jonquière et Sainte-Marguerite. La hauteur moyenne des parois est d'environ 150 m, mais celles-ci peuvent atteindre plus de 400 m de hauteur, en particulier dans la portion du fjord comme au Cap Trinité (411 m) et au Cap Éternité (457 m).

Bien que l'ensemble des caractéristiques morphologiques de la vallée glaciaire du Saguenay-Lac-Saint-Jean corresponde à celles qui ont été avancées par de nombreux auteurs (Graf, 1970 ; Flint, 1971 ; Rudberg, 1973 ; Sudgen et John, 1976 ; Glasser et Bennett, 2009) concernant les vallées glaciaires, il semble évident que l'origine de celle-ci n'est pas uniquement attribuable à l'érosion glaciaire. En effet, des études détaillées réalisées en Norvège (Nesje and Whillans, 1994), sur l'île d'Ellesmere dans l'arctique Canadien (England, 1987) ainsi qu'au Chili (Glasser and Ghiglione, 2009), ont démontré que le développement des vallées glaciaires peut dans plusieurs cas être grandement influencé par l'existence d'ensembles structuraux préexistants, comme les grabens par exemple.

Cela étant dit, nous sommes d'avis que la forme générale de cette vallée est attribuable à son origine tectonique, mais que la forme de ses versants, comme son surcreusement probable, est associée à l'érosion glaciaire. Il est également possible que l'écoulement glaciaire parallèle à l'axe de cette vallée, comme nous le décrirons plus loin, se soit développé à plusieurs occasions lors des glaciations du Quaternaire, contribuant ainsi à son surcreusement progressif.

### 2.1.2 Les cirques glaciaires

Des cirques glaciaires ont été identifiés dans la portion est du Saguenay-Lac-Saint-Jean, notamment à l'est de la Baie des Ha! Ha!, le long de la rivière Saguenay, dans les secteurs des Monts-Valin et des massifs de Charlevoix au SE du territoire cartographié. Identifiés par photo-interprétation, les cirques glaciaires présentent une forme semi-circulaire généralement orientée vers le nord, des versants abrupts dans leur partie amont et occasionnellement un lac en leur centre.

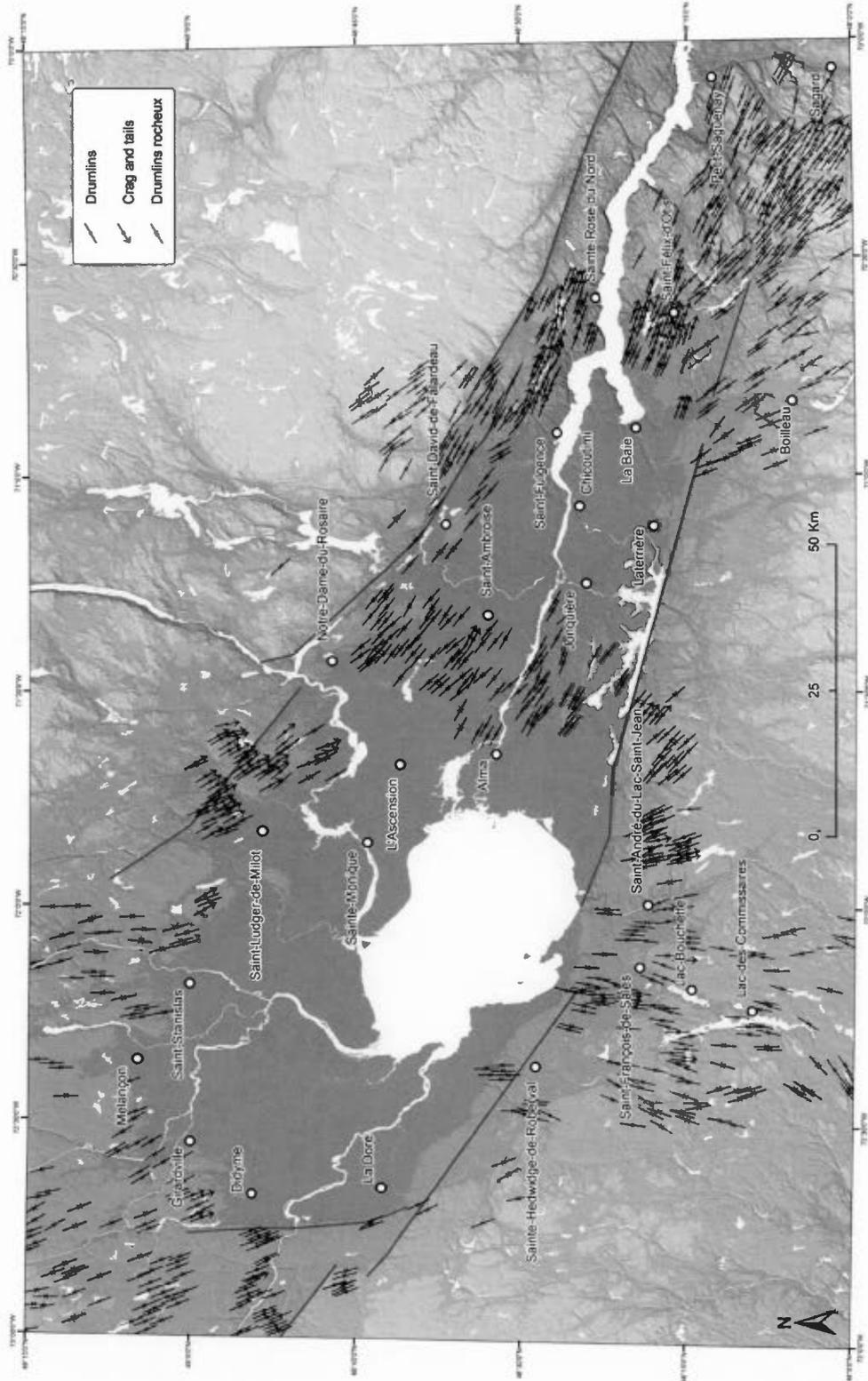
### 2.1.3 Les drumlins rocheux

Les drumlins rocheux sont principalement localisés sur les hautes terres du Saguenay-Lac-Saint-Jean et sur le seuil de Kénogami (figure 2.1). Bien qu'il soit difficile de

généraliser leurs formes, les drumlins rocheux ressemblent en plusieurs points à la forme classique des drumlins, c'est-à-dire qu'ils se présentent généralement comme de longues et étroites collines rocheuses profilées par l'écoulement glaciaire. Ces formes d'érosion sont décrites par plusieurs auteurs (Kor et *al.*, 1991 ; Dionne, 1987) comme étant de petites collines sculptées à même le roc, allongées et adoucies par l'abrasion glaciaire, dont les dimensions sont généralement plus longues que larges. L'axe le plus long indique l'orientation de l'écoulement glaciaire qui les a façonnées.

Sur l'ensemble du territoire, on a dénombré environ 1100 drumlins rocheux, dont les dimensions sont généralement comprises entre 125 à 1478 m de longueur et entre 100 à 240 m de largeur. La majorité des drumlins rocheux cartographiés, présentent un profil dissymétrique avec un côté amont glaciaire abrupt, atteignant parfois 30 m de dénivellation, et un versant aval en pente douce. Localement, les drumlins rocheux sont recouverts d'un placage de till.

La distribution spatiale et l'orientation du grand axe des drumlins rocheux montrent une importante variation de l'écoulement glaciaire régional (figure 2.1). Au nord et au nord-ouest du lac Saint-Jean, les drumlins rocheux montrent une orientation NNO-SSE (160°), alors que ceux localisés au sud-est lac Saint-Jean et de la Baie des Ha! Ha! indiquent un écoulement glaciaire orienté NO-SE (120°). À l'intérieur de la dépression structurale, ces macroformes d'érosion s'orientent ONO-ESE (entre 110° et 100°), soit parallèlement à l'axe de la vallée glaciaire. La présence de trainées morainiques derrière abris rocheux (*Crag and tails*) permet de déduire le sens de ces écoulements glaciaires : en direction du SSE, SE et ESE respectivement.



**Figure 2.1** Répartition des drumlins, drumlins rocheux et des trainées morainiques derrière abris rocheux (*Crag and tails*) de la présente étude.

## 2.2 Les mésoformes

À l'échelle du Saguenay-Lac-Saint-Jean, nous avons observé plusieurs mésoformes d'érosion glaciaire qui sont le résultat de l'interaction entre la nature géologique du socle rocheux, la topographie ainsi que le régime de l'écoulement glaciaire. Ces mésoformes répertoriées sont les roches moutonnées et les P-Forms (*plastically-moulded forms*).

### 2.2.1 Les roches moutonnées

Ces mésoformes d'érosion glaciaire se présentent généralement sous l'aspect d'une forme rocheuse dissymétrique et arrondie, plus ou moins profilée dans le sens de l'écoulement glaciaire. Le profil longitudinal des roches moutonnées montre une surface d'abrasion à l'amont glaciaire et une face de débitage très raide ou même dans certains cas complètement vertical à l'aval glaciaire. Les roches moutonnées se concentrent principalement dans la vallée du Saguenay-Lac-Saint-Jean et se retrouve en plus grand nombre dans la partie SE du Lac-Saint-Jean, soit entre Sainte-Monique, Alma et Hébertville.

Les roches moutonnées inventoriées sont généralement de dimensions variant entre 30 cm à 1 m de hauteur, 2 à 3 m de largeur et de 3 à 5 m de longueur. Toutefois, dans une gravière au NNO de Laterrière, nous avons observé des roches moutonnées récemment exhumées, dont les dimensions sont généralement de moins de 1 m de hauteur, entre 5 à 7 m de largeur et entre 10 et 15 m de longueur (figure 2.2 : photo A). Grâce à leurs caractéristiques morphologiques, il nous est possible de distinguer des variations régionales dans la direction de l'écoulement glaciaire : au nord du territoire, les roches moutonnées indiquent un écoulement glaciaire vers le SSE (160°) alors que celles inventoriées au sud et au sud-est du Lac-Saint-Jean et dans la vallée du Saguenay, indiquent un écoulement vers l'ESE (entre 110° et 120° : figure 2.2 photo B). Lorsque ces mésoformes n'ont pas été soumises à une altération

avancée, on retrouve sur la face d'abrasion plusieurs marques d'érosion (stries, cannelures et marques en croissants) bien préservées (figure 2.2 : photo C). Dans certains cas, l'orientation de ces microformes d'érosion peut avoir été influencée par les irrégularités du socle rocheux.



**Figure 2.2** Roches moutonnées présentant une surface de débitage vers le 120° (A et B) et des stries vers l'ESE (120° ; C) ; 5,6 km au NNO de Laterrière (arrêt 09EL0810037).

### 2.2.2 Les P-Forms (plastically-moulded forms)

Les P-Forms sont des marques d'érosion glaciaire de dimensions et de morphologies variables, qui résultent de l'action combinée des eaux de fusion pressurisées et de l'abrasion glaciaire (Dahl, 1965 ; Shaw, 1988, 1994 ; Sharpe et Shaw, 1989). Celles-ci ont uniquement été identifiées dans le secteur avoisinant le lac Saint-Jean, soit à 5 km à l'est de la municipalité de Saint-Nazaire. Ces formes d'érosion glaciaire se présentent comme de longs chenaux plus ou moins linéaires ou même en chenaux

curvilignes dont les dimensions peuvent atteindre jusqu'à 3 m de longueur et 0,5 m de largeur. L'intérieur de ces chenaux était poli et strié (figure 2.3 : photo C). Il s'agit principalement de cannelures.

Sur l'ensemble de la zone d'étude, il a été possible d'observer des cannelures dans 31 sites. La plus grosse cannelure observée atteint plus de 40 centimètres de largeur et environ 5 m de longueur (figure 2.3 : photo A et B). La compilation de leur orientation nous permet de distinguer sur l'ensemble du territoire, deux principales orientations de l'écoulement glaciaire. Au nord du lac Saint-Jean, l'orientation des cannelures oscille généralement entre le NNO-SSE ( $160^{\circ}$ - $340^{\circ}$ ) et le N-S ( $360^{\circ}$ - $180^{\circ}$ ), alors que celles situées à l'intérieur de la vallée du Saguenay montrent dans la plupart des cas un écoulement vers l'ONO-ESE ( $120^{\circ}$ -  $300^{\circ}$  à  $110^{\circ}$ - $290^{\circ}$ ).



**Figure 2.3** Cannelures curvilignes striées  $120^{\circ}$ - $300^{\circ}$  (A et B) et chenaux curvilignes (C) orientés  $120^{\circ}$ - $300^{\circ}$  et pouvant s'apparenter à des cavettos à l'est de la municipalité de Saint-Nazaire (arrêt SM0710-0068).

## 2.3 Les microformes

Sur l'ensemble du territoire, ce sont les microformes d'érosion glaciaire que l'on observe le plus fréquemment. Au total, 572 mesures de stries, sillons et marques en croissant ont été effectuées sur 377 sites. Ces microformes d'érosion ont été à quelques exceptions près, bien préservées, sauf dans le cas où elles ont été développées sur des affleurements anorthositiques. L'altération souvent avancée de ces roches, rend parfois difficile l'observation de ces marques d'érosion. Les microformes d'érosion ont principalement été notées dans les hautes terres du Bouclier canadien, ainsi que sur les surélévations transversales et les îlots rocheux qui émergeaient de la couverture de dépôts meubles de la vallée du Saguenay-Lac-Saint-Jean.

### 2.3.1 Les marques en croissant

Les broutures sont de petites cassures, peu profondes et arquées, lesquelles sont mises en place alors que la pression engendrée verticalement et horizontalement d'un bloc préalablement entraîné à la base du glacier devient suffisamment élevée pour fracturer le socle rocheux de manière consécutive jusqu'au relâchement de ce dernier (Laverdière et Guimont, 1980). Les fractures peuvent être concaves ou convexes, seules ou regroupées.

Sur le terrain, nous avons identifié 14 marques en croissant. Elles montraient toutes une fracture secondaire concave faisant face vers l'amont glaciaire. Ces broutures de type concave nous ont permis de déterminer la direction de l'écoulement glaciaire lors de leur formation. Leurs dimensions sont généralement comprises entre 10 et 40 cm de largeur et elles peuvent former des trains de broutures de plus d'un mètre de longueur (figure 2.4). La disposition des trains de broutures situés au nord et à l'ouest du lac Saint-Jean, suggère un écoulement glaciaire approximativement orienté vers le SSE soit, entre 150° et 165° tandis que ceux situés à l'est du lac Saint-Jean et dans la

vallée de la rivière Saguenay, indiquent un écoulement vers le SE (120°) et vers l'ESE (106°).



**Figure 2.4** Train de broutures et stries montrant un écoulement glaciaire vers le SSE (160°) ; 13 km au NNE d'Albanel (arrêt 09EL080084).

### 2.3.2 Les sillons et les rainures

De plus grande taille que les stries, mais inférieures à celles des cannelures, les sillons ont été observés en peu d'endroit. Les sillons ont été notés dans 5 sites entre la région d'Alma et Labrecque à l'est du lac Saint-Jean. Les sillons sont généralement de faible profondeur et leurs dimensions peuvent atteindre jusqu'à 5 cm de largeur et plus de 100 cm de longueur (figure 2.5). Leur orientation oscille entre 140°-320° et 020°-200° (NNO-SSE et NNE-SSO).



**Figure 2.5** Stries et rainures (sillons) sur un affleurement rocheux poli et profilé vers le 120° ; 5,6 km au NO de Laterrière (arrêt 09EL0810037).

### 2.3.3 Les stries

Les stries sont les microformes d'érosion le plus souvent observées sur le territoire à l'étude. Au total, nous avons réalisé 541 mesures d'orientations de stries. Ces microformes d'érosion forment de petites incisions peu profondes, de tailles centimétriques, linéaires et parallèles, lesquelles peuvent occasionnellement se recouper (figure 2.6). Elles sont généralement bien réparties sur l'ensemble de la région à l'étude, notamment sur les roches cristallines des complexes gneissiques à caractères mixtes et les complexes métasédimentaires. Sur les roches plus susceptibles à l'altération comme l'anorthosite, les calcaires et les schistes, les microformes d'érosion sont plus rares ou simplement absentes. Les stries sur les faces protégées permettent d'observer les changements de la direction de

l'écoulement glaciaire et d'en déterminer la chronologie relative. Nous y reviendrons dans la section sur la chronologie relative des mouvements régionaux.



**Figure 2.6** Stries fines et nettes NO-SE ( $168^{\circ}$ - $348^{\circ}$ ) ; 3,5 km au nord du lac Gervais (arrêt GB07100131).

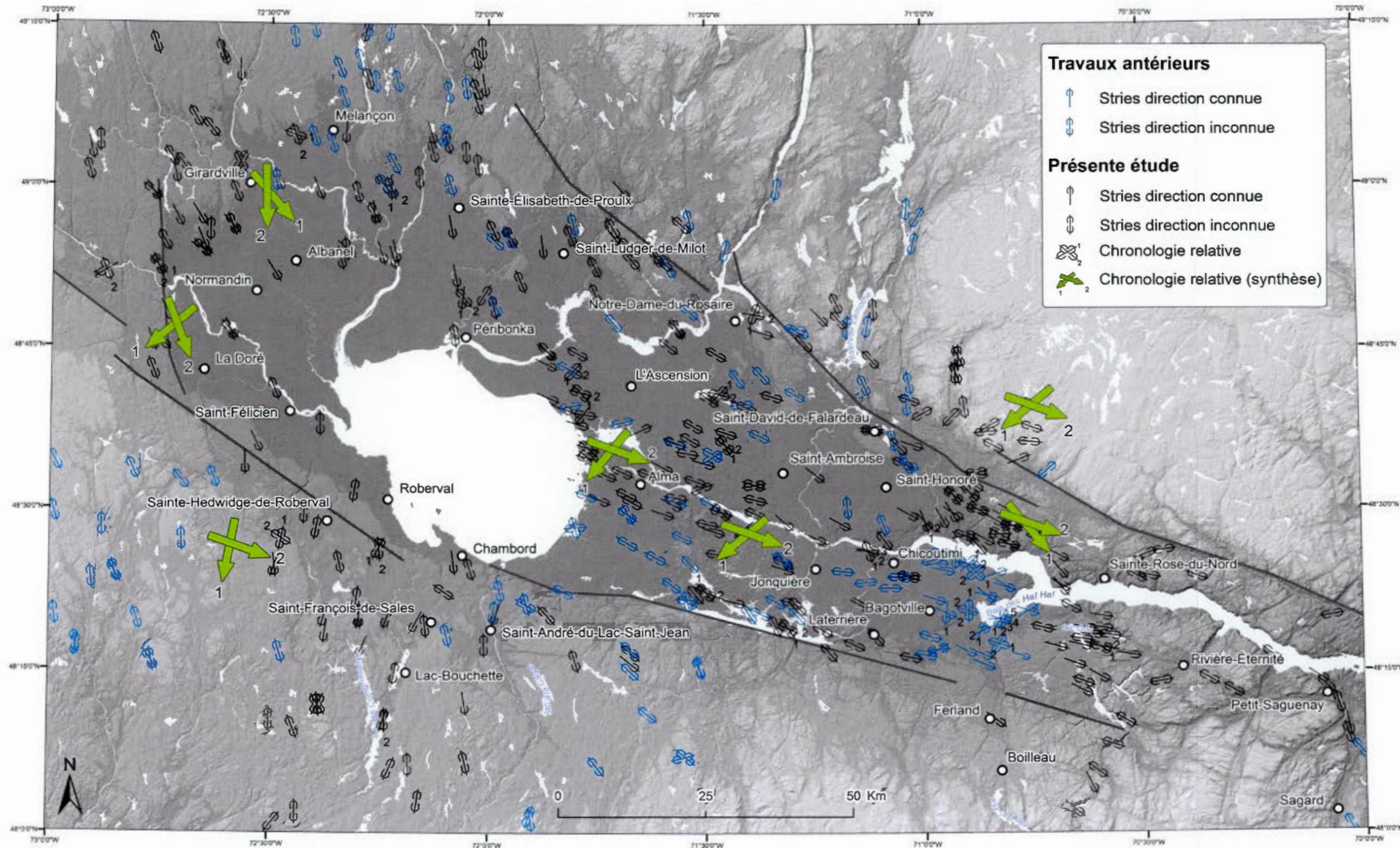
#### 2.4 Chronologie relative des mouvements régionaux

La répartition des microformes d'érosion sur l'ensemble du territoire à l'étude montre des variations régionales de l'écoulement glaciaire (figure 2.7). En effet, l'histogramme de fréquence issu de la compilation des stries inventoriées sur l'ensemble du territoire met en évidence quatre pôles dominants dans les mouvements glaciaires : ONO-ESE ( $280^{\circ}$ - $100^{\circ}$ ), NO-SE ( $300^{\circ}$ - $120^{\circ}$ ), NNO-SSE ( $340^{\circ}$ - $160^{\circ}$ ) et N-S ( $360^{\circ}$ - $180^{\circ}$ ) (figure 2.8).

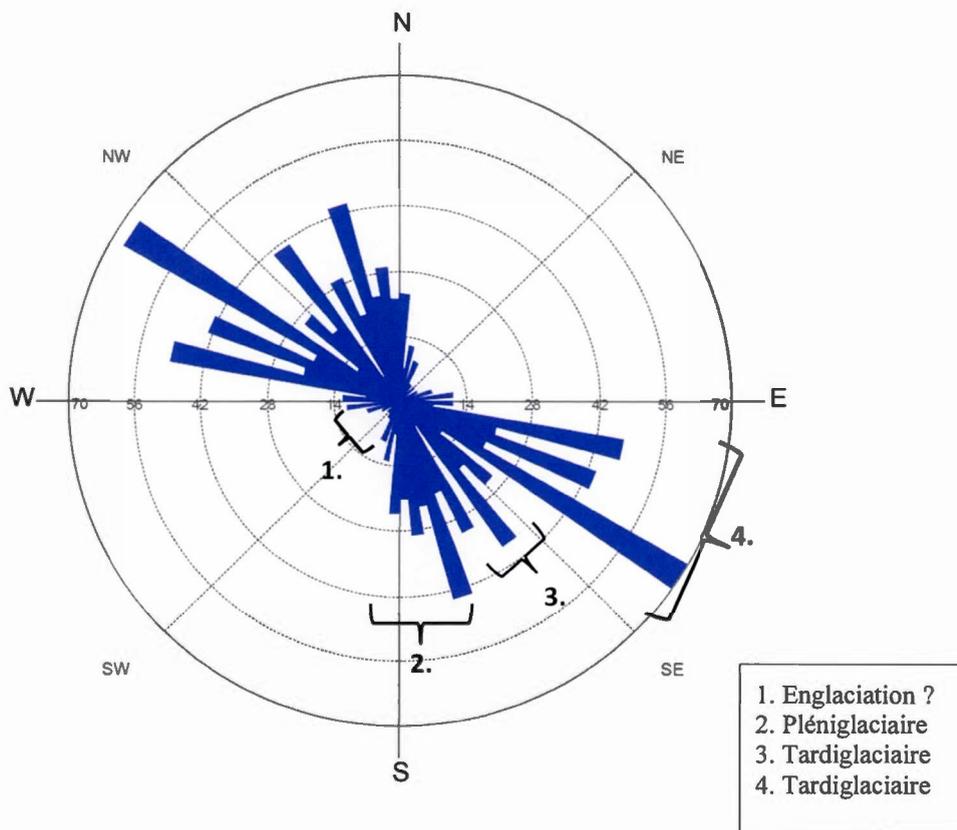
La majorité des formes d'érosion glaciaire est représentée par un mouvement orienté NO-SE ( $300^{\circ}$ - $120^{\circ}$ ). Ce mouvement ainsi que celui orienté ONO-ESE ( $280^{\circ}$ - $100^{\circ}$ ) sont dispersés majoritairement dans le graben du Saguenay, en particulier à l'est du lac Saint-Jean. Le mouvement NNO-SSE s'observe autant sur les hautes-terres du

Bouclier que dans les basses-terres du Saguenay-Lac-Saint-Jean tandis que le mouvement N-S ( $360^{\circ}$ - $180^{\circ}$ ), se retrouve principalement sur les hautes-terres, de part et d'autre du lac Saint-Jean. En nous basant sur la morphologie des roches moutonnées, nous considérons que ces mouvements sont issus d'un écoulement glaciaire dirigé vers le S dans la portion septentrionale et méridionale du Lac-Saint-Jean, vers le SSE ( $160^{\circ}$ ) à l'ouest du lac Saint-Jean et vers l'ESE ( $120^{\circ}$ ) dans la vallée du Saguenay-Lac-Saint-Jean.

Nonobstant ces pôles dominants, nous avons identifié sporadiquement à l'intérieur de la zone d'étude des microformes d'érosion qui témoignent d'un écoulement glaciaire orienté NE-SO ( $050^{\circ}$ - $230^{\circ}$ ). Ce mouvement a été répertorié à 5 différents endroits à l'intérieur des limites du fossé d'effondrement structural. Des orientations semblables ont préalablement été signalées dans la vallée du Saguenay-Lac-Saint-Jean par plusieurs auteurs (Tremblay, 1971a ; Dionne, 1973 ; Paradis et *al.*, 1998).

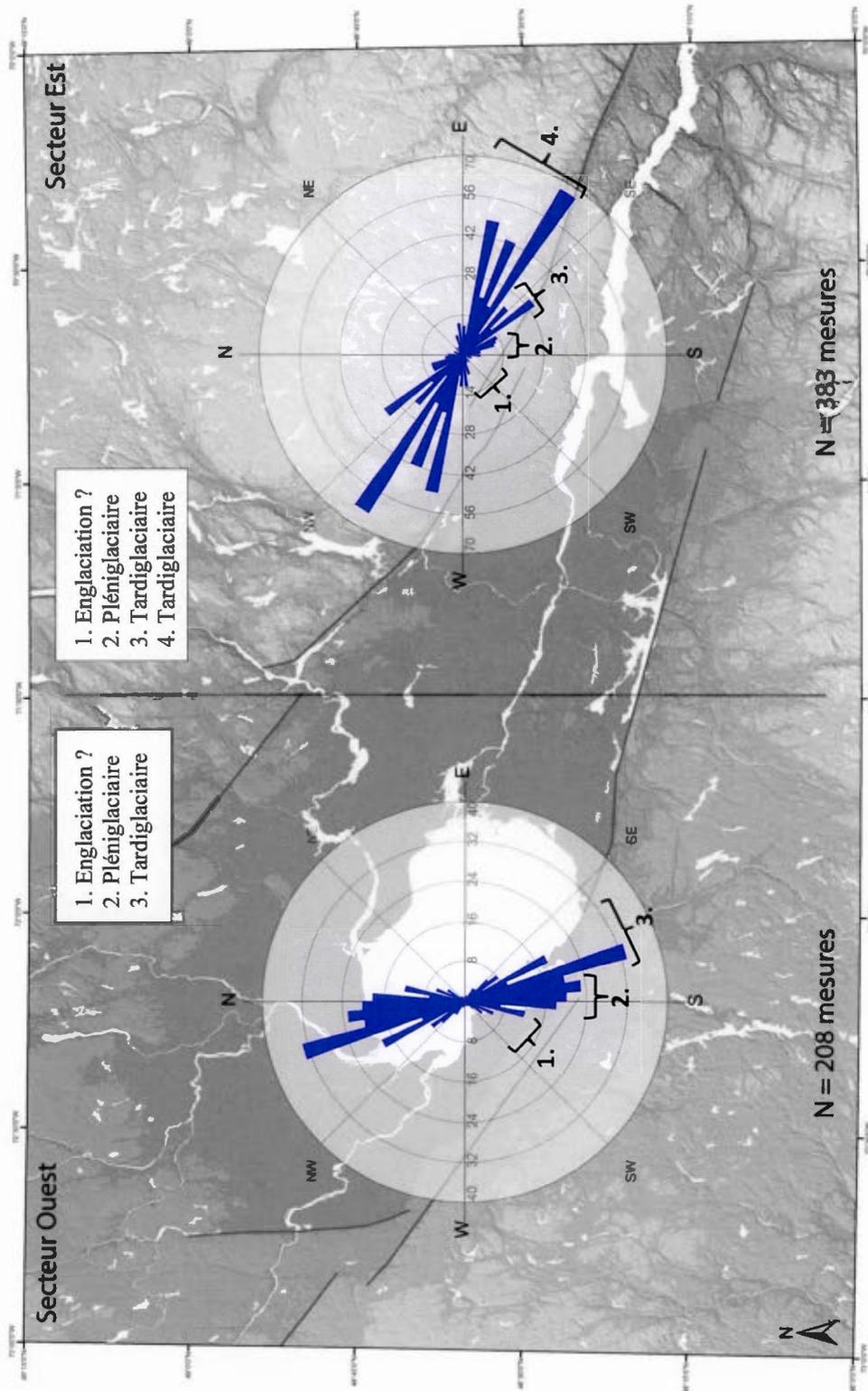


**Figure 2.7** Répartition des microformes d'érosion glaciaire de la présente étude (noir) et des principaux travaux antérieurs (bleu) sur l'ensemble du territoire à l'étude. Les flèches vertes présentent la chronologie relative tirée de la présente étude.



**Figure 2.8** Fréquence de l'orientation des 591 microformes d'érosion répertoriées sur l'ensemble du territoire (1= plus ancien). Intervalle des classes 5°.

Une analyse sectorielle de la répartition spatiale de l'orientation des microformes nous permet de constater une variation de l'écoulement glaciaire entre la partie ouest et est du territoire (figure 2.9). Ainsi, on constate que la partie ouest du territoire (secteur du lac Saint-Jean) est caractérisé par deux pôles dominants orientés NNO-SSE (340°-160°) et N-S (360°-180°) alors que la partie est du territoire (la région du Saguenay) est dominée par 3 pôles orientés ONO-ESE (280°-100°), NO-SE (300°-120°), NNO-SSE (340°-160°). Il semble donc que l'écoulement glaciaire à l'est du lac Saint-Jean était davantage influencé par la dépression structurale par rapport à l'écoulement glaciaire le secteur ouest du territoire.



**Figure 2.9** Diagramme de l'orientation des stries et chronologie à l'ouest et à l'est du Saguenay-Lac-Saint-Jean (1 = plus ancien). Intervalle des classes 5°.

Parmi les marques d'érosion glaciaire que nous avons répertoriées dans les 377 sites visités, on distingue 276 sites présentant un seul mouvement glaciaire, 96 sites démontrant deux mouvements glaciaires et 5 sites suggérant trois différents mouvements glaciaires. En nous basant sur les recoupements des marques d'érosion glaciaire, leur localisation ainsi que la morphologie des marques en croissant et des roches moutonnées, il est possible de définir les grands traits de l'écoulement glaciaire sur le territoire. On estime que le territoire du Saguenay-Lac-Saint-Jean a été influencé par quatre différentes phases d'écoulement glaciaire : 1) un ancien mouvement orienté vers le SO probablement associé à la phase de l'englaciement, 2) un mouvement vers le S associé au pléniglaciaire, 3) un mouvement d'abord vers SE puis 4) vers l'ESE qui sont associés à la déglaciation (figures 2.8 et 2.9). Ces deux derniers mouvements sont principalement localisés dans la vallée du Saguenay-Lac-Saint-Jean et témoignent de l'importante réorientation de l'écoulement glaciaire suivant l'amincissement de la glace et le développement d'un lobe glaciaire tardif dans cette dépression.

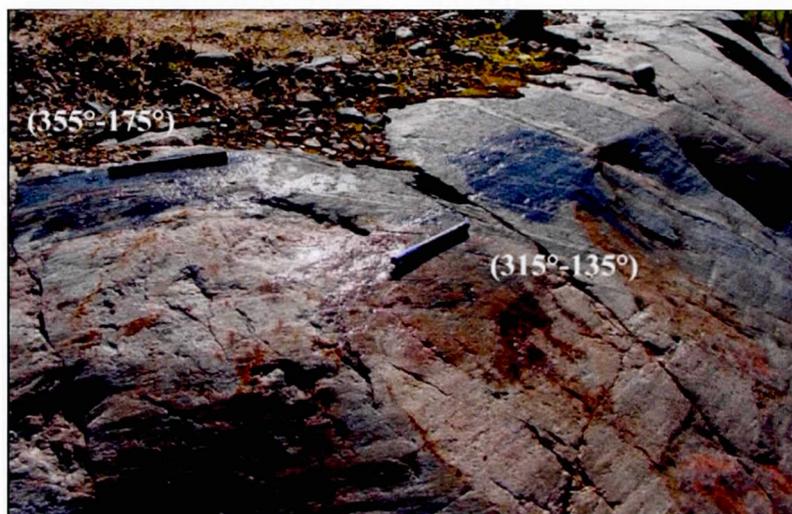
Selon nos observations régionales, le mouvement NE-SO ( $045^{\circ}$ - $225^{\circ}$ ) représente le plus ancien écoulement glaciaire du territoire à l'étude (figures 2.8 et 2.9). Celui-ci, a été répertorié à la fois par des microformes (stries et marques en croissants) ainsi que par des mésoformes (cannelures) dans le secteur englobant Saint-Gédéon, Saint-Henri-de-Taillon et l'Ascension, mais aussi sur des affleurements plus ou moins altérés à proximité de Notre-Dame-de-La-Dorée, Chambord et de Jonquière (figure 2.10). À ces endroits, les marques d'érosion associées à ce mouvement, soit NE-SO ( $045^{\circ}$ - $225^{\circ}$ ), sont recoupées par des stries vers le SE ( $120^{\circ}$ ). Ce mouvement a préalablement été signalé à quelques endroits à l'intérieur de la vallée du Saguenay-Lac-Saint-Jean par Tremblay (1971a), Dionne (1973), Paradis et *al.*, (1998) dans la partie est du lac Saint-Jean et dans la région de la Baie des Ha! Ha! Suite à l'analyse des caractéristiques morphologiques des fractures de broutage et des stries en coin, nous croyons que ces marques d'érosion proviendraient d'un mouvement glaciaire

dirigé vers le SO à partir d'un centre de dispersion glaciaire situé au NE de la rivière Saguenay, qui pourrait avoir été initié à partir des Monts-Valin.



**Figure 2.10** Affleurement rocheux altéré d'anorthosite présentant un mouvement glaciaire ancien (broutures vers le 225°) recoupé par des stries ONO-ESE (300°-120°) ; 15 km à l'ouest de la ville de Jonquière (arrêt 09EL080070).

Au nord et au sud du lac Saint-Jean, on retrouve dans les hautes-terres laurentiennes, un écoulement glaciaire orienté vers le S qui présente en certains endroits une légère variation entre le SSO et le SSE (figure 2.11). Considéré comme étant le second mouvement du territoire à l'étude, il correspond à la direction des écoulements glaciaires déduits des mesures de la majorité des macroformes d'érosion (drumlins rocheux) et des formes d'accumulation glaciaires (drumlins et traînées morainiques) au nord et au sud du lac Saint-Jean (figure 2.1). Selon Tremblay (1971a), ce mouvement est associé au maximum glaciaire du Wisconsinien, alors que la glace était encore très épaisse et peu assujettie à la topographie (figure 2.8 et figure 2.9 ; phase pléniglaciaire).

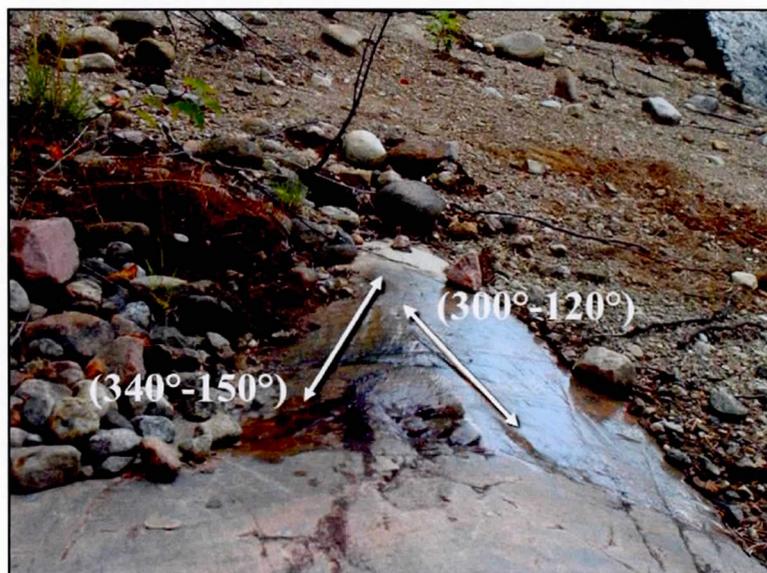


**Figure 2.11** Affleurement rocheux présentant une troncature suggérant un premier mouvement glaciaire N-S ( $175^{\circ}$ - $355^{\circ}$ ) et un second mouvement vers le SE ( $135^{\circ}$ ) ; 12 km au nord de Sainte-Élisabeth-de-Proulx (arrêt SM07100079).

Le troisième mouvement, vers le SE, est présent principalement dans les basses-terres du Saguenay-Lac-Saint-Jean et sa périphérie immédiate. Ce mouvement plus ou moins parallèle aux principaux escarpements de faille est responsable du façonnement de toutes les mésoformes et de la majorité des microformes d'érosion glaciaire dans la vallée du Saguenay-Lac-Saint-Jean. Selon Dionne (1973), cette réorientation de l'écoulement glaciaire du S vers le SE indique que le relief associé aux principales failles du graben était suffisamment important afin d'entraver la diffusion normale de l'écoulement glaciaire vers le S durant la déglaciation ; un lobe glaciaire résiduel se serait alors développé dans la vallée du Saguenay-Lac-Saint-Jean (figure 2.8 ; phase tardiglaciaire).

Enfin, entre la région du Lac-Saint-Jean et celle de la Baie des Ha! Ha!, nous avons identifié plusieurs formes d'érosion indiquant un quatrième écoulement glaciaire dirigé vers l'ESE. Les troncatures observées montrent une surface striée vers le SE ( $150^{\circ}$  : figure 2.12) biseautées par un mouvement vers l'ESE ( $120^{\circ}$  ; figure 2.12). À

proximité de la rivière Saguenay, nous avons également noté des troncatures montrant des stries orientées vers l'ESE ( $110^\circ$ ) recoupées par des stries vers l'est ( $090^\circ$  ; figure 2.12). Selon Tremblay (1971a), ces mouvements plus tardifs auraient probablement été mis en place dans les derniers instants de la déglaciation, alors que la glace était suffisamment mince pour être uniquement influencée par les vallées du lac Kénogami et de la rivière Saguenay (figure 2.8 ; phase tardiglaciaire).

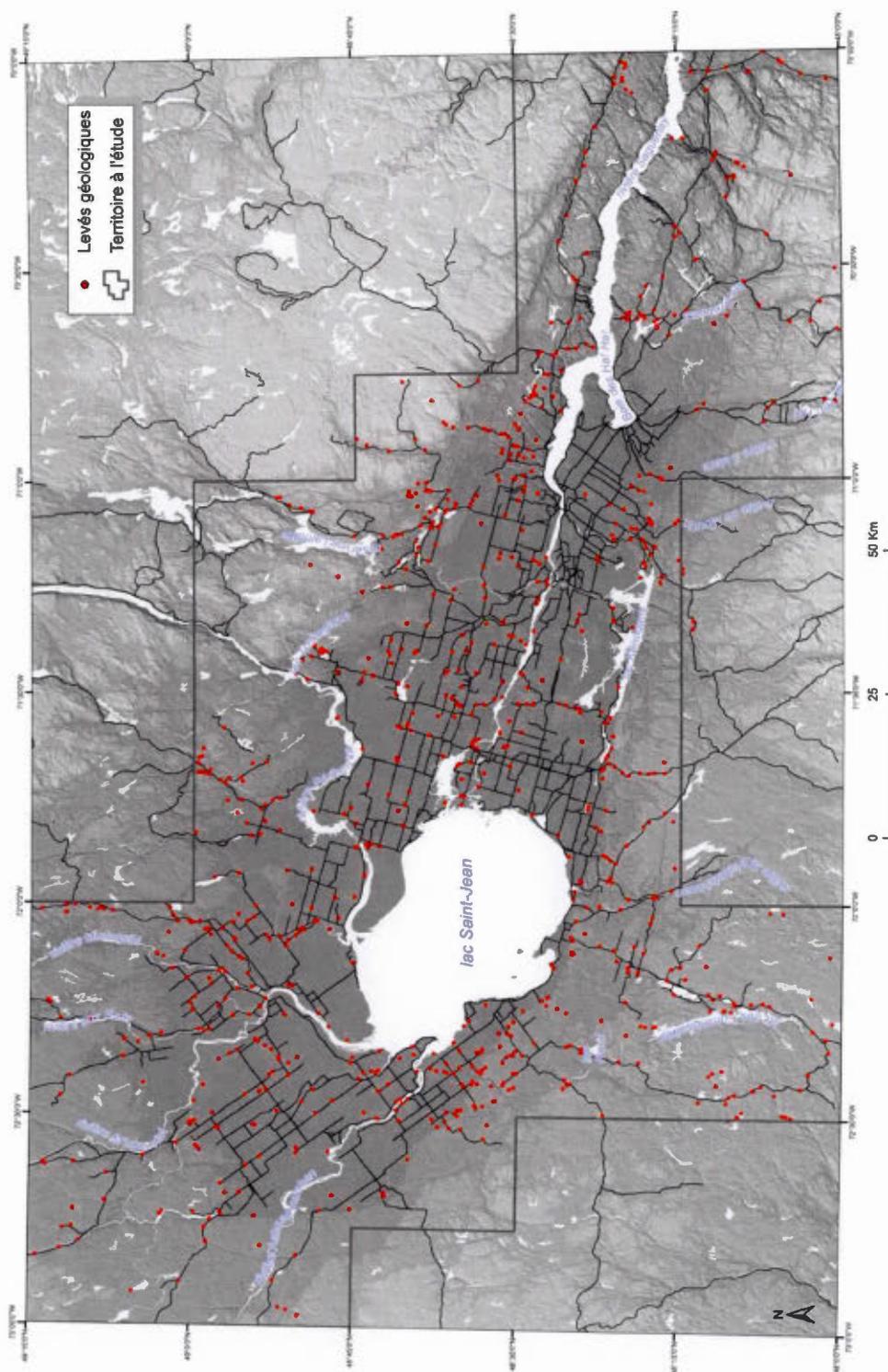


**Figure 2.12** Surface striée et tronquée; 3,3 km à l'est de Saint-Fulgence (arrêt EL08100311).

## CHAPITRE III

### LITHOSTRATIGRAPHIE DES DÉPÔTS QUATERNAIRES DE LA RÉGION DU SAGUENAY-LAC-SAINT-JEAN

Ce chapitre propose une description des principales caractéristiques sédimentologiques (texture, structure, couleur et épaisseur) et géomorphologiques (formes, taille et répartition spatiale) des différentes unités cartographiques et lithostratigraphiques quaternaires observées dans les 1312 sites répertoriés lors du projet PACES entre 2009 et 2010 (figure 3.1). Les travaux effectués lors des dernières décennies ainsi que ceux de cette étude n'ont pas permis d'identifier des sédiments antérieurs à la dernière glaciation. L'épaisseur observée des sédiments varie entre 0,3 et 5 m, mais celle-ci peut atteindre plus de 52 m à l'intérieur de la vallée du Saguenay-Lac-Saint-Jean. Selon les observations effectuées dans ce projet, nous proposons un modèle stratigraphique synthèse des différentes unités lithostratigraphiques répertoriées dans la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean (figure 3.2).



**Figure 3.1** Carte de localisation des différents levés géologiques effectués durant les campagnes de terrain.

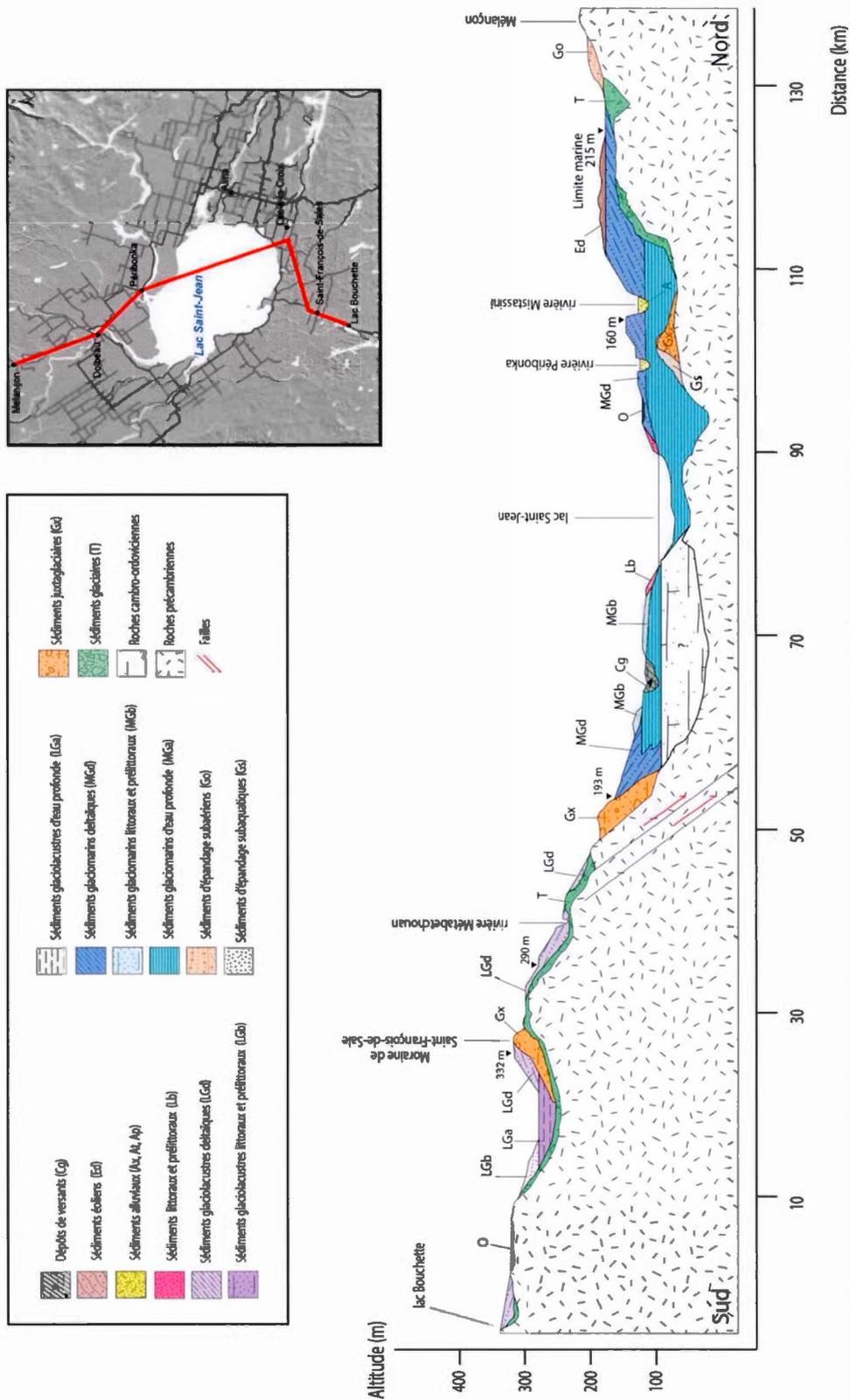


Figure 3.2 Coupe topo-géologique synthèse le long d'un transect nord-sud dans la région du Lac-Saint-Jean.

### 3.1 Les sédiments glaciaires (Tc, Tm)

#### 3.1.1 Origines

Les sédiments glaciaires (Tc, Tm) doivent leur origine à l'action directe de l'inlandsis soit par un procédé d'accrétion entre la semelle du glacier et le substrat rocheux ou bien lors de la désintégration sur place de la glace. Régionalement, la nappe de till est souvent plus épaisse et continue dans les dépressions topographiques alors que celle-ci est plus éparsée et ponctuée d'affleurements rocheux dans les zones plus accidentées ainsi que sur les hauts reliefs du Bouclier canadien (figure 3.3). On distingue parmi les sédiments glaciaires deux unités cartographiques distinctes, soit le till dont l'épaisseur est supérieure à 1 m (Tc) et le till dont l'épaisseur est généralement comprise entre 0,5 et 1 m (Tm).

#### 3.1.2 Till en couverture généralement continu (Tc)

##### 3.1.2.1 Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique

Le till en couverture généralement continu occupe une superficie de 3505 km<sup>2</sup>, soit l'équivalent de 22,3% du territoire. Ces dépôts de till épais ont été répertoriés dans 194 sites. L'épaisseur moyenne de cette unité varie entre 1 à 2 m, mais celle-ci peut localement atteindre 29 m. Ce maximum a été enregistré dans une coupe transversale dans une trainée morainique (*crag and tail*) en bordure du chemin de la ZEC Martin-Valin, à l'est de Saint-Fulgence. Le till en couverture continue affleure surtout dans les hautes-terres du Bouclier canadien, notamment au nord-est et au sud du lac Saint-Jean, dans les environs du réservoir lac Lamothe, au sud de la Baie des Ha! Ha! et dans les environs de Sagard (figure 3.3). Stratigraphiquement, le till épais repose en discordance sur le substrat rocheux et elle est généralement surmontée par un till d'ablation ou bien par des dépôts fluvioglaciaires, glaciomarins, glaciolacustres et organiques (figure 3.2).

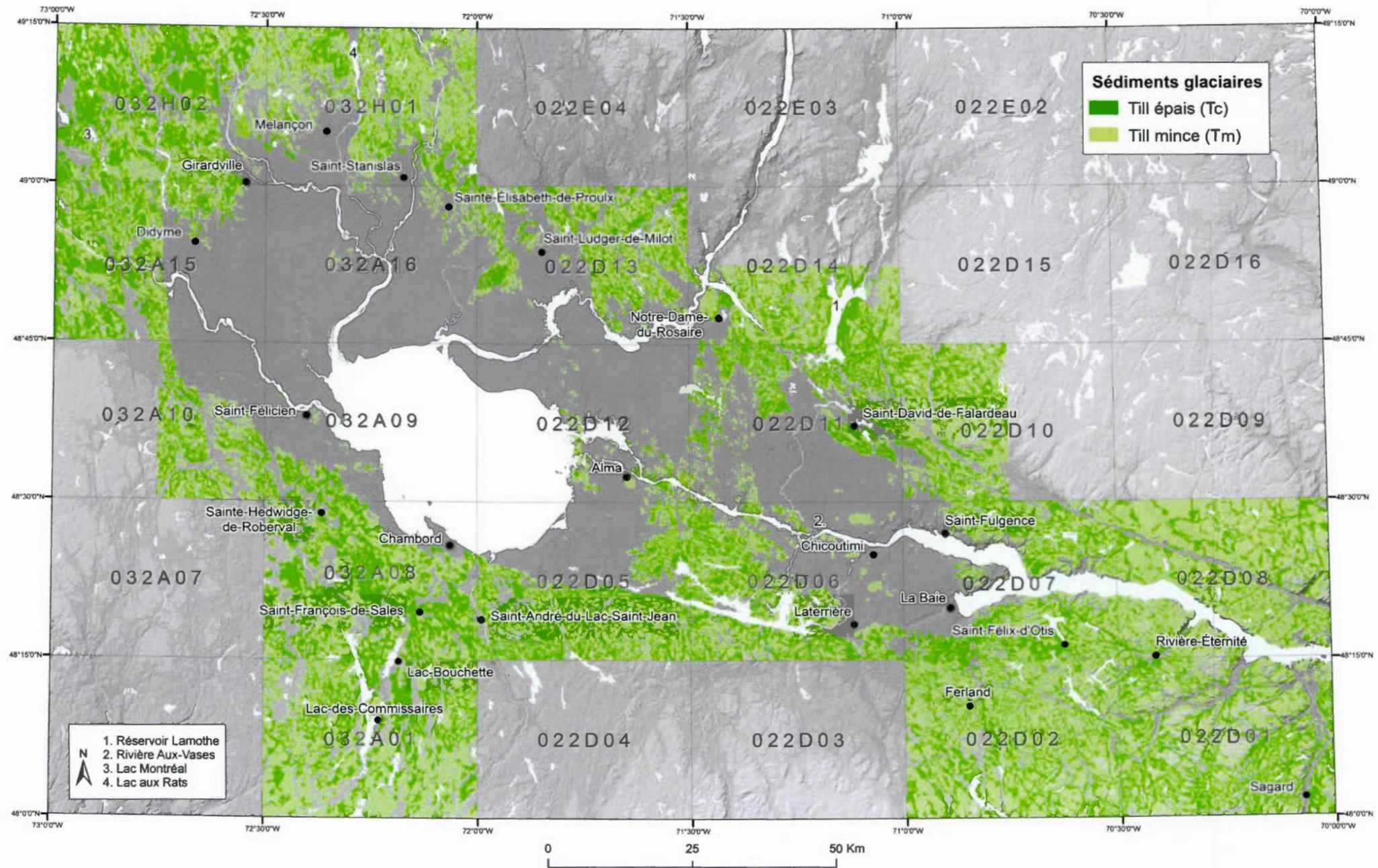


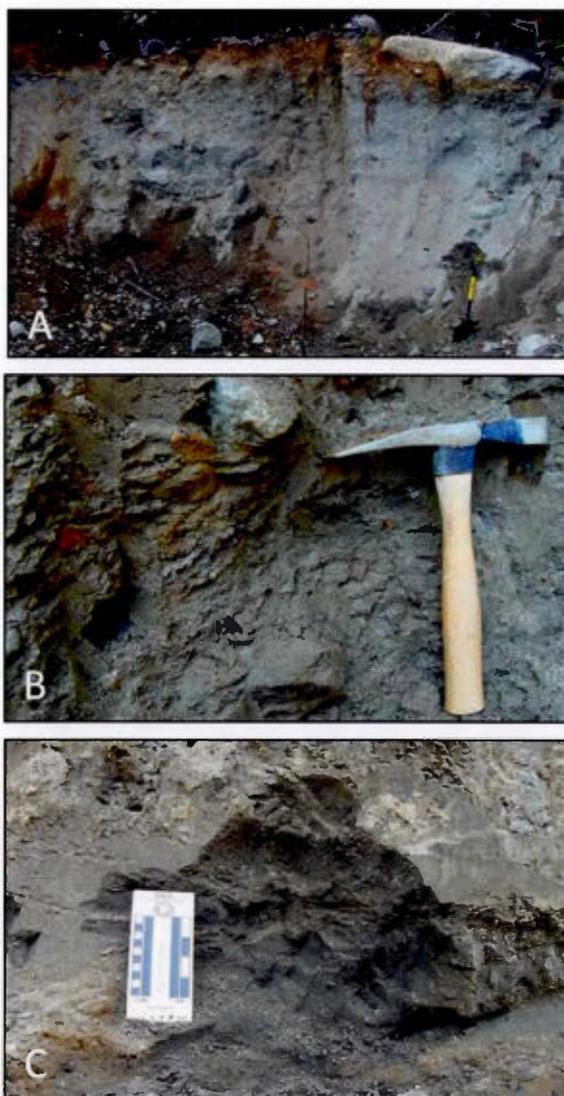
Figure 3.3 Répartition spatiale des unités de till (Tm et Tc) à l'intérieur des limites du territoire cartographié.

### 3.1.2.2 Caractéristiques sédimentologiques

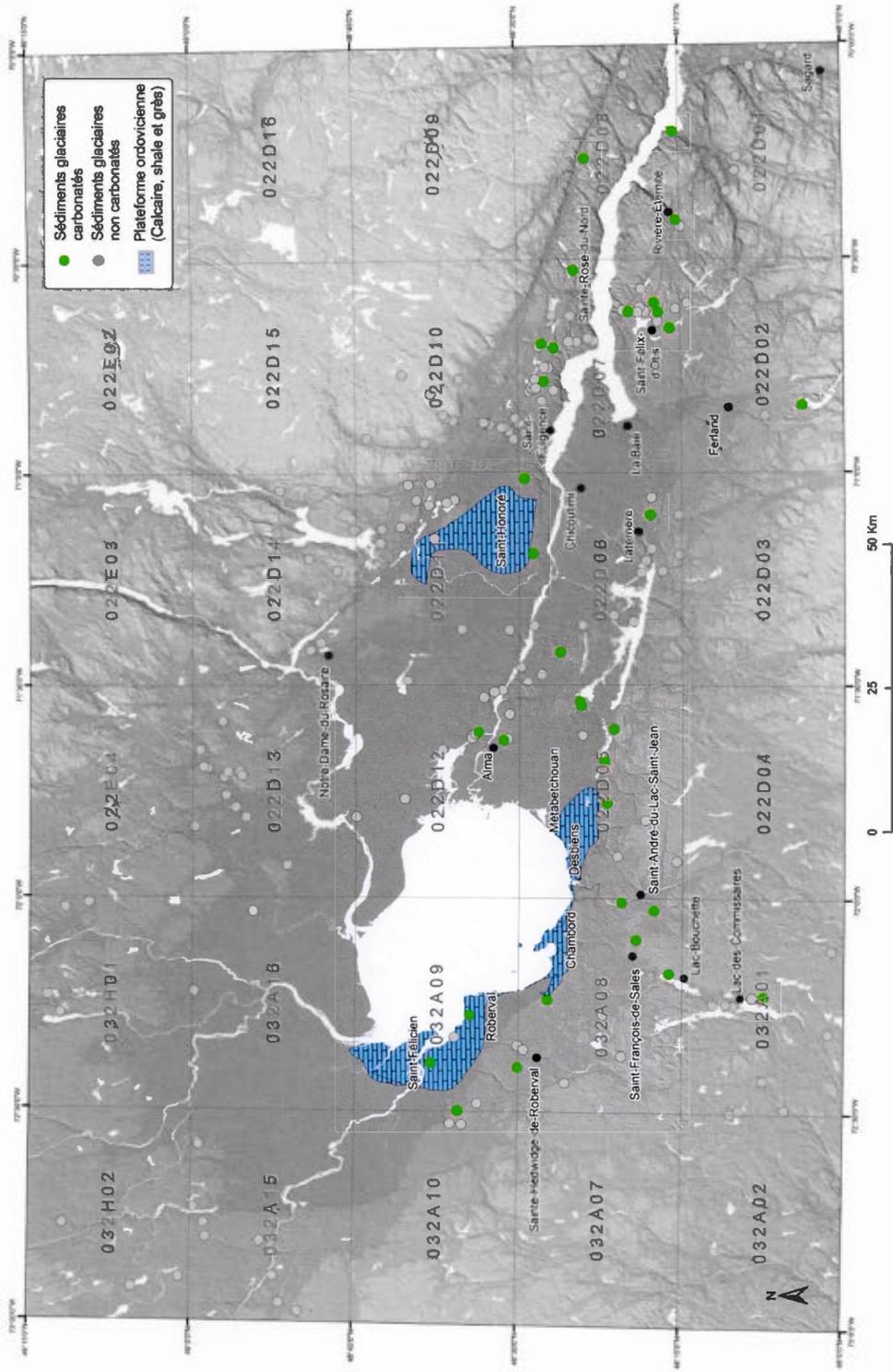
Régionalement, les dépôts de till épais se présentent comme un diamicton peu classé, à matrice sableuse dominante, généralement compact et fissile, à cailloux non jointifs et contenant localement des lentilles de taille centimétrique de sables et de graviers moyens à grossiers (figure 3.4). Sa couleur diffère selon les secteurs : sur les hautes-terres laurentiennes, le till est généralement de couleur gris olive (5 Y 5/2) alors que celle-ci est plus foncée, soit de couleur gris olive foncé (Gley 10 Y 4/2) à l'intérieur de la dépression structurale. Lorsque la surface de cette unité est altérée, le till est de couleur jaunâtre foncé (10 YR 4/6). Cette altération superficielle ne dépasse que très rarement les premiers 30 cm, mais peut localement atteindre près d'un mètre (figure 3.4 : photo A). Sous la limite maximale marine, ces sédiments exhibent localement un faciès remanié ; les particules fines de la matrice ont été remobilisées par les vagues et les courants lors de la régression de la Mer de Laflamme.

La nature pétrographique du till épais est principalement constituée de nombreux blocs d'origine précambrienne, provenant des complexes gneissiques à caractères mixtes et des complexes plutoniques, qui peuvent être occasionnellement striés et de forme pentagonale (Tremblay, 1971a). Selon les secteurs, on retrouve en proportion variable des cailloux et des blocs en provenance des lambeaux résiduels de la plateforme ordovicienne. Dans ce cas, le till se présente davantage comme un diamicton à matrice sablo-silteuse, carbonatée, de couleur gris olive foncé (Gley 10 Y 4/2), assez pauvre en blocs, très compact et fissile (figure 3.4 : photo C). En effet, les analyses granulométriques effectuées par Tremblay (1968 et 1971a) et Lasalle et Tremblay (1978) ont révélé que les sédiments glaciaires pouvaient localement contenir jusqu'à 31 % de silt et 6 % d'argile. La variabilité de la teneur en particules fines s'explique notamment par la nature moins résistante des débris carbonatés (calcaires, schistes et shales) et l'incorporation de ceux-ci dans la matrice des tills. Dans le cadre de cette

étude, nous avons recensé des tills carbonatés dans 34 sites, lesquels étaient pour la plupart tous situés à proximité des lambeaux ordoviciens (figure 3.5).



**Figure 3.4** Illustration des faciès de till dans différents sites : A) Till de fond d'une épaisseur de 3 m surmonté par un till d'ablation ; 40 km au sud de Saint-Hedwidge-de-Roberval (arrêt GB07100159) ; B) Till Fissile ; 9 km au SO de Laterrière (arrêt 09EL081024) ; C) Till à matrice dominante sablo-silteuse, carbonatée ; 6 km à l'est d'Alma (arrêt EL07100219).



**Figure 3.5** Répartition spatiale des échantillons de till à matrice carbonatée (réaction acide chlorhydrique 10%).

### 3.1.2.3 Géomorphologie

Selon sa texture et sa structure, on associe généralement l'unité de till épais au till de fond. Ce till peut être localement recouvert par un till d'ablation (figure 3.4 : photo A). Le till en couverture continue forme une nappe de dépôts qui est parfois ondulée, bosselée ou bien profilée. On distingue au Saguenay-Lac-Saint-Jean : des drumlins, des trainées morainiques derrière un abri rocheux (*Crags-and-tails*) ainsi que des moraines de De Geer.

#### Les drumlins

Les drumlins ne sont pas très abondants dans la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean : seulement 65 drumlins ont été identifiés lors de la photo-interprétation (voir figure 2.1). Ils sont surtout visibles dans les zones topographiques de faible relief, où la couverture de till est généralement plus importante (à l'ouest de Didyme, au NO de Girardville, au NE de Saint-Ludger-de-Milot, au sud de Chambord et à l'est de Saint-Fulgence). Les drumlins se présentent comme de longues et étroites collines, dont la partie amont est abrupte alors que la partie aval est plus allongée et en pente douce. Ils ont des dimensions variant entre 800 à 2500 m de longueur et 120 à 240 m de largeur. L'espacement latéral entre chacune de ces formes d'accumulations varie d'un secteur à l'autre, allant de 100 m à plusieurs centaines de mètres. L'orientation de ces formes d'accumulation corrobore à celui de l'écoulement glaciaire : soit vers le NO-SE à l'ouest, au nord et à l'est du Lac-Saint-Jean, vers le NNO-SSE au sud de ce dernier alors qu'ils sont orientés vers l'ONO-ESE à l'est de Saint-Fulgence.

#### Les trainées morainiques (*Crags-and-tails*)

La photo-interprétation nous a permis d'identifier 146 trainées morainiques. Ces formes d'accumulation s'observent principalement dans les environs de Saint-Ludger-de-Milot, de Didyme, de Saint-Fulgence, de Saint-Félix-du-lac-Otis et du lac Bouchette (figure 2.1). Dans ces secteurs, elles forment de longues et étroites trainées

de sédiments glaciaires en aval des crêtes rocheuses dont les dimensions varient entre 800 et 2500 m de longueur et 120 à 240 m de largeur. Une coupe transversale d'une trainée morainique au NO de Saint-Fulgence nous a permis d'observer environ 29 m d'un diamicton à matrice sablo-silteuse, compacte, fissile, montrant des cailloux non jointifs, localement striés ; il s'agirait donc d'un till de fond (figure 3.6).

L'orientation des trainées morainiques s'harmonise généralement avec la direction des mouvements dominants du territoire : au nord et au nord-est du lac Saint-Jean elles indiquent un écoulement glaciaire vers le SSE et le SE alors qu'au sud et au sud-est de ce même plan d'eau, elles montrent un écoulement glaciaire entre le SSO et le SE. Dans la vallée du Saguenay-Lac-Saint-Jean, les trainées morainiques témoignent d'un écoulement vers l'ESE. Ces dernières mettent en évidence l'importance de la dépression structurale sur le conditionnement de l'écoulement glaciaire.



**Figure 3.6** Coupe transversale d'une trainée morainique en bordure du chemin ZEC Martin-Valin à ; 16 km au NO de Saint-Fulgence (arrêt EL08100348).

### Les moraines de De Geer

Les moraines de De Geer forment des bourrelets légèrement sinueux et asymétriques (un versant amont glaciaire est abrupt et un versant aval adouci) lesquels sont régulièrement espacés. Ces formes d'accumulations sont constituées d'un diamicton à matrice sableuse entremêlé de lentilles de sables, de graviers et de blocs montrant occasionnellement des déformations glaciotectioniques (figure 3.7). En fonction de leur environnement de mise en place, on retrouve en surface et entre ces crêtes morainiques des sédiments d'origine glaciolacustres ou bien glaciomarins. Les dimensions de ces crêtes morainiques varient entre 1 à 5 m de hauteur, de 9 à 25 m de largeur et de 85 et 1 240 m de longueur. L'espacement entre celles-ci fluctue entre 90 et 120 m. On retrouve ces formes d'accumulations surtout dans les hautes-terres laurentiennes, au sud du lac Saint-Jean. Sur les berges du lac des Commissaires, nous avons identifié plus de 35 moraines s'étalant sur une distance d'environ 15 kilomètres. Lors de ces travaux, Brodeur (1971) a démontré que les crêtes morainiques localisé au sud du lac Saint-Jean, notamment celle près de Saint-François-de-Sales ont été mises en place suivant une combinaison de deux facteurs successifs : soit par un remplissage d'un système de crevasses sous-glaciaire d'un till saturé en eau, puis d'une légère fluctuation de la marge glaciaire, et ce, à plusieurs reprises à l'intérieur d'un plan d'eau. Bien que ces crêtes morainiques soient associées à des moraines de De Geer, Lasalle et Tremblay (1978) sont d'avis que celles-ci ne semblent pas indiquer une stabilité de la marge glaciaire ou d'une rythmicité annuelle du retrait de l'inlandsis, mais plutôt de la dynamique glaciaire qui prévalait au moment de leurs mises en place lors de la déglaciation.

Les moraines de De Geer étant moins nombreuses à l'intérieur de la zone submergée par la Mer de Laflamme, elles ont été révélées uniquement sur les berges NO du lac Kénogami. À cet endroit, elles étaient regroupées et étalées sur quelques centaines de mètres.



**Figure 3.7** Coupe transversale dans une moraine de De Geer (A) essentiellement composée de sédiments glaciaires montrant un diamicton à galets non-jointifs, compact et fissile (B), recouvert par 0,3 m de sables fins stratifiés (C) ; 2 km à l'ouest de Saint-François-de-Sales (arrêt 09GB070020).

### 3.1.3 Till en couverture mince et discontinu ( $T_m$ )

#### 3.1.3.1 Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique

L'unité de till mince (moins de 1 m) occupe une superficie de 5269 km<sup>2</sup>, soit environ 33 % du territoire cartographié (figure 3.3). Ces dépôts sont omniprésents sur les reliefs accidentés des hautes-terres laurentiennes. Dans la vallée du Saguenay-Lac-Saint-Jean, ceux-ci figurent principalement sur le seuil de Kénogami et celui d'Alma. Cette unité lithostratigraphique a été observée en contact direct sur le substrat rocheux ou bien, au-dessus du till de fond (figure 3.2).

### 3.1.3.2 Caractéristiques sédimentologiques

Les dépôts de till en couverture mine et discontinu (Tm) sont similaires aux dépôts de till épais. Toutefois, puisque l'eau est un agent important lors de sa mise en place, cette unité exhibe un diamicton à matrice nettement plus sableuse, peu compact et non fissile, dans lequel on observe des blocs de taille décimétrique. La couleur de celui-ci peut varier d'un endroit à l'autre passant de gris olive (5 Y 5/2) à gris brunâtre foncé (10 YR 4/6) lorsque celui-ci est oxydé.

### 3.1.3.3 Géomorphologie

D'après sa texture, sa structure ainsi que sa position dans la séquence stratigraphique, on associe souvent le till en couverture mince et discontinu au till d'ablation. Ces dépôts forment un mince placage laissant transparaître les irrégularités du substrat rocheux et de nombreux affleurements rocheux.

## 3.2 Les sédiments fluvioglaciaires (Gx, Go et Gs)

### 3.2.1 Origines

Les sédiments fluvioglaciaires ont été mis en place par le biais des eaux de fonte, soit en position supraglaciaire, intraglaciaire, sous-glaciaire ou dans les réseaux complexes de drainage situés en périphérie de la marge glaciaire, au-dessus ou en dessous du niveau maximal atteint par les eaux glaciomarines ou glaciolacustres lors de la déglaciation. Assujettis aux moindres fluctuations de la dynamique supraglaciaires, intraglaciaires et sous-glaciaires, la morphologie, la composition et la structure interne de ces dépôts tant à varier selon la proximité du milieu sédimentaire avec le glacier (Banerjee et McDonald, 1975). Ainsi, à l'échelle régionale on distingue les dépôts juxtaglaciaires (Gx) et les dépôts proglaciaires (Go et Gs ; figure 3.8).

### 3.2.2 Les sédiments juxtaglaciaires (Gx)

#### 3.2.2.1 Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique

Les sédiments juxtaglaciaires occupent une superficie plutôt restreinte, soit l'équivalent de 356 km<sup>2</sup> (ou bien 2,6 %) du territoire à l'étude. On les observe surtout le long des vallées fluviales sur les hautes-terres laurentiennes et en contrebas des principaux escarpements de faille délimitant les basses-terres de la vallée du Saguenay-Lac-Saint-Jean. Ils abondent entre Dydime et Lac-à-la-Croix au sud du lac Saint-Jean et dans les environs de Saint-David-de-Falardeau, Laterrière et de Bagotville dans la région du Saguenay (figure 3.8). L'épaisseur maximale (52 m) a été observée dans un delta-kame près de Métabetchouan à la jonction des routes 169 et 170 (arrêt 09GA080021). Stratigraphiquement, ils reposent sur les sédiments glaciaires, ou lorsque ceux-ci sont absents, directement sur le substrat rocheux (figure 3.2). Ces accumulations forment des témoins de la position de la marge glaciaire durant le retrait comme l'ont préalablement démontré plusieurs auteurs (Lasalle, 1966 ; Tremblay, 1968, 1971a ; Lasalle et Tremblay, 1978).

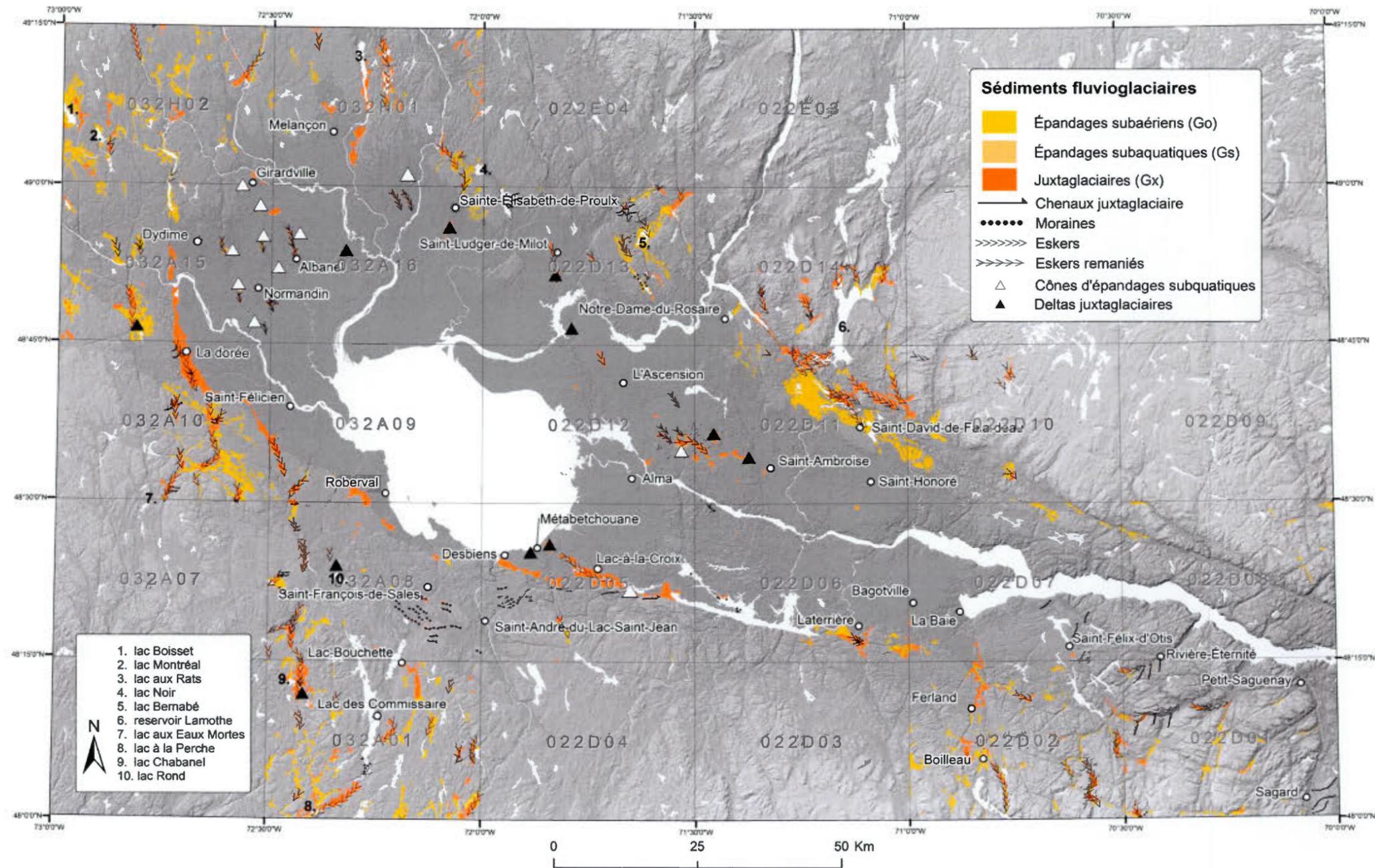


Figure 3.8 Répartition spatiale des sédiments fluvioglaciaires, juxtalaciaires (Gx) et proglaciaires (Go, Gs).

### 3.2.2.2 Caractéristiques sédimentologiques

Les sédiments juxtaglaciaires sont généralement constitués de sables, de graviers ou de blocs parfois métriques, subarrondis à arrondis, non jointifs à jointifs, triés et stratifiés à divers degrés. Les déformations, les failles et les inclusions de sédiments glaciaires sous forme de lentilles témoignent de l'influence de la marge glaciaire au moment de leur mise en place (Banerjee et Macdonald, 1975). Sous la limite marine, ces amas fluvioglaciaires peuvent être partiellement remaniés par les eaux de la Mer Laflamme ou bien, complètement recouverts par des sédiments glaciomarins. La surface de ces accumulations est localement remaniée par le vent et présente à l'occasion des dunes pouvant atteindre plus d'un mètre de hauteur.

### 3.2.2.3 Géomorphologie

Puisque ces derniers sont mis en place au contact de la marge glaciaire en retrait, ils forment sur le terrain un relief généralement bosselé au travers duquel on aperçoit de nombreux kettles. Sur l'ensemble du territoire, ils forment des eskers, des deltas kames, des terrasses de kames et des moraines.

#### Les eskers

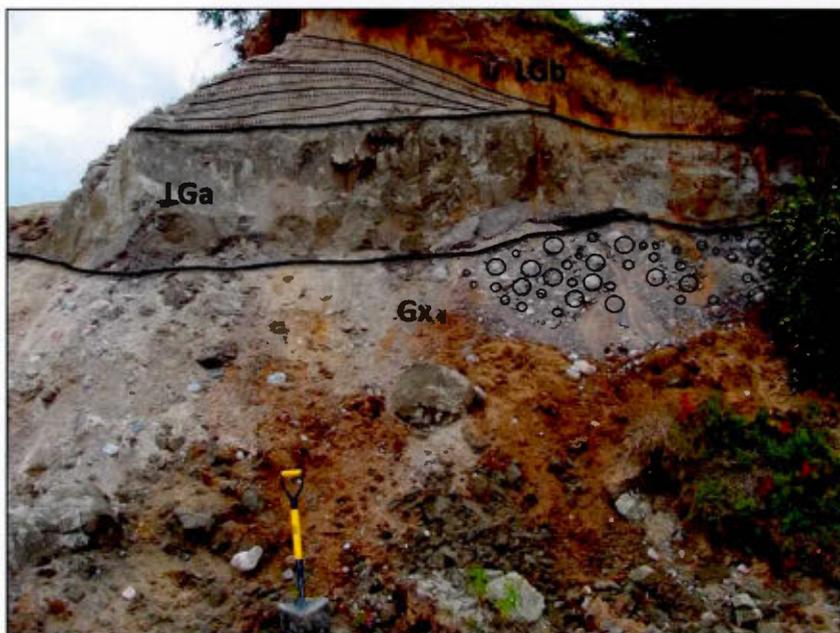
Ces formes d'accumulation sont mises en place à l'intérieur de chenaux confinés par la glace sous-glaciaire, intraglaciaire ou supraglaciaire, formant une ou plusieurs crêtes rectilignes ou sinueuses, continues ou discontinues lesquelles sont à quelques exceptions près, déposées perpendiculairement à la marge glaciaire et permettent de déduire approximativement l'orientation du front lors de son retrait final (Menziés et Shilts, 2002). On les observe surtout dans les principaux corridors fluvioglaciaires sur les hautes-terres laurentiennes, où ils sont souvent adossés à d'autres formes d'accumulation juxtaglaciaire (crêtes morainiques, terrasses de kames et delta-kames)

et des épandages (renflements deltaïques, épandages subaériens ou bien subaquatiques).

La dimension des eskers tant à varier régionalement et ne dépasse que très rarement 25 m de hauteur et 90 m de largeur. Ils sont généralement continus sur une centaine de mètres, mais peuvent s'étendre sur plusieurs dizaines de kilomètres comme il a été observé à l'ouest du lac des Commissaires et de Saint-Hedwidge-de-Roberval. Ces formes d'accumulation sont constituées de sables et graviers moyens à grossiers, de blocs, arrondis à subanguleux, jointifs, lesquels sont triés et stratifiés à divers degrés (figure 3.9). Comme la mise en place de ces formes d'accumulation est directement influencée par la dynamique de l'écoulement intraglacière et sous-glaciaire de l'inlandsis, la structure interne des eskers montre souvent des changements rapides de granulométrie, de structures et de textures, et cela, autant horizontalement que verticalement. Dans la zone envahie par la Mer de Laflamme ou bien par les bassins glaciolacustres, ces accumulations sont partiellement, voire complètement enfouies par les sédiments d'eau profonde (figure 3.10). Dans certains cas, notamment dans les régions de Normandin, d'Albanel et du Lac-à-la-Croix, seule la présence de kettles et/ou de sablières permet de révéler leur existence. Bien que l'orientation des eskers s'harmonise généralement avec les directions des mouvements glaciaires dominants régionaux, certains tronçons tendent à suivre davantage l'orientation structurale de certaines vallées gouvernées par de nombreux réseaux de failles et de diaclases. De manière générale, ces formes d'accumulations sont majoritairement disposées N-S dans les hautes-terres laurentiennes alors que dans la dépression structurale du Saguenay-Lac-Saint-Jean, l'orientation de ces formes correspond approximativement à l'axe de la vallée, soit ONO-ESE dans la portion est du graben (Saint-David-de-Falardeau) et NNO-SSE dans la portion ouest (Albanel et Normandin).



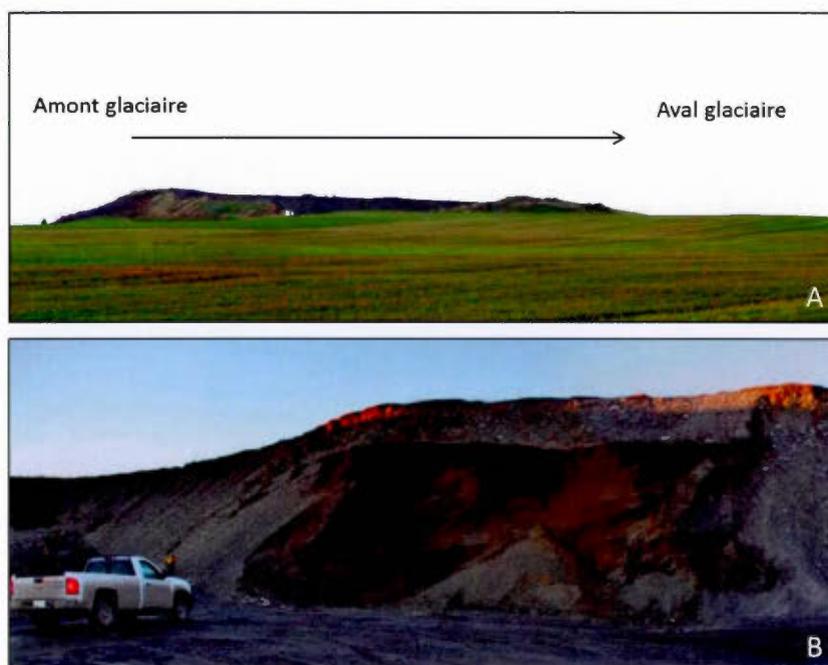
**Figure 3.9** Sédiments juxtaglaciaires (esker) montrant une alternance de matériaux arrondis à subanguleux, jointifs et amalgamés dans une matrice lâche, mal triée et hétérogène ; 9 km au nord de Sainte-Élisabeth-de-Proulx (arrêt GB07100100).



**Figure 3.10** Sédiments juxtaglaciaires (esker: Gx) surmontés par des sédiments glaciolacustres fins d'eau profonde (LGa) et par des sédiments littoraux (LGb) à 329 m d'élévation : 2,7 km au sud du lac Bouchette (arrêt GB008100201).

### Les deltas juxtaglaciaires

Les deltas juxtaglaciaires (ou deltas kames) sont mis en place au front des glaciers par les eaux de fontes supraglaciaires ou intraglaciaires à l'intérieur des bassins glaciolacustres ou glaciomarins. Bien que ceux-ci présentent une morphologie comparable à celle des deltas identifiés sur le territoire, ces formes d'accumulation se distinguent notamment en raison de leur mode de mise en place : on les retrouve uniquement où seule la présence d'un front glaciaire peut justifier leurs édifications (Clayton et *al.*, 2008). Ces amas fluvioglaciaires forment une surface tabulaire de faible superficie, légèrement inclinée vers l'aval glaciaire, et présentent un côté amont glaciaire en pente abrupte (figure 3.11 : photo A). Leurs surfaces sont souvent découpées par des chenaux d'eaux de fonte fluvioglaciaires ou bien parsemées de nombreux kettles.

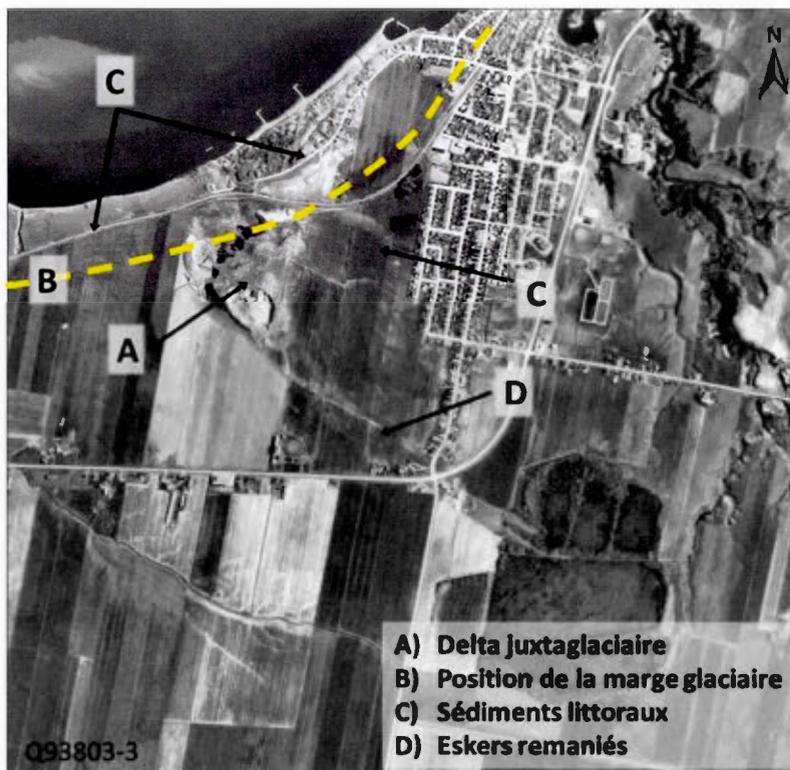


**Figure 3.11** Delta juxtaglaciaire du clan Gagnon (A) montrant des sables et graviers à stratifications obliques planes surmontés par des graviers subarrondis à arrondis de taille centimétrique (B) ; 2 km à l'ouest de Métabetchouan (arrêt 09GA080022).

Bien qu'ils présentent une structure et une composition interne similaire aux deltas formés à l'embouchure d'un affluent, les deltas juxtaglaciaires sont constitués de sédiments généralement plus grossiers en raison de leur proximité avec la marge glaciaire au moment de leur mise en place (Lønne, 1993 ; Nemeč et *al.*, 1999). Ils sont formés de sables moyens à grossiers, de graviers et cailloux, subarrondis à arrondis, triés à divers degrés. En coupe, ils montrent une partie sommitale « *topsets* » à stratifications entrecroisées et horizontales généralement constituée de matériaux grossiers et une partie frontale « *frontsets* » à stratifications obliques planes composée de sables et graviers moyens à grossiers (figure 3.11 : photo B). Les flancs de ces accumulations sont localement remaniés et parfois fossilifères. L'épaisseur maximale (52 m) a été observée au SE du Lac-Saint-Jean, plus précisément à l'est de Métabetchouan, à la jonction des routes 169 et 170 (arrêt 09GA080021).

Plusieurs auteurs (Price, 1973 ; Sharp, 1982 ; Henderson, 1988 ; Ó Cofaigh, 1998 ; England et *al.*, 2000 ; Ó Cofaigh et *al.*, 2003 ; Lønne, 1993 ; Nemeč et *al.*, 1999 ; Thomas et Chiverrell, 2006 ; Clayton et *al.*, 2008) considèrent ces formes d'accumulations comme un témoin du ralentissement, ou même d'une stagnation du front glaciaire en retrait, qui permet de déterminer des positions de la marge glaciaire et de l'altitude du plan d'eau dans lequel ils sont construits (figure 3.12). En effet, les mesures effectuées dans la partie sommitale de ces complexes indiquent une altitude de 169 m (au sud du Lac-Saint-Jean) et de 181 m (au NO du Lac-Saint-Jean) et s'apparentent approximativement à celle de la limite marine maximale de ces secteurs. Nous y reviendrons au chapitre 5 qui traite de la modélisation de l'extension maximale de la Mer de Laflamme.

Dans les hautes-terres, en particulier au sud et au nord de Saint-François-de-Sales, au nord du lac Rond et au sud de Sainte-Hedwidge-de-Roberval, les deltas de contacts glaciaires ont été observés entre 320 et 335 m d'altitude.



**Figure 3.12** Photographie aérienne montrant un delta juxtaglaciaire (A ; clan Gagnon) à l'est de Métabetchouan où, l'on peut déduire la position de la marge glaciaire (B) tel que suggéré par Tremblay (1971a) et le sens de l'écoulement glaciaire par la présence d'un esker remanié (D). L'ensemble est recouvert par des sédiments glaciomarins littoraux et pré-littoraux (C).

### Les terrasses de kames

Les terrasses de kames ont été mises en place par les eaux de fontes entre les flancs des vallées et la marge glaciaire à une altitude supérieure à celle atteinte par la Mer de Laflamme dans les basses-terres du Saguenay-Lac-Saint-Jean. On les observe principalement en contrebas des hautes-terres laurentiennes, adossées aux principales failles de la dépression structurale du Saguenay-Lac-Saint-Jean. Entre Didyme au NO du Lac-Saint-Jean et le SO de Saint-Félicien, elles forment une bande pratiquement continue de sédiments fluvioglaciaires sur plus de 40 km de longueur (figure 3.8). En largeur, elles varient généralement entre 250 et 500 m, mais peuvent atteindre plus de

2,5 km comme en témoigne la terrasse de kame au SSO de La Dorée. L'épaisseur varie généralement de quelques mètres à plus de 20 m. Ce maximum a été obtenu dans une gravière située à l'ouest de Roberval. De tels dépôts sont également présents dans quelques vallées des hautes terres du Bouclier, comme celles situées au SO et au SE de Lac-Bouchette. Tout comme pour les deltas juxtaglaciaires, leur sommet est plat et marqué par des chenaux d'eau de fontes et de nombreux kettles.

Les terrasses de kames sont constituées de sables et graviers, de cailloux et blocs, subarrondis à arrondis, parfois jointifs ou imbriqués, plus ou moins triés, montrant des stratifications horizontales ou obliques. La présence de déformations glaciotectoniques et d'inclusion de sédiments glaciaires témoigne de la relation de proximité entre le dépôt et la marge glaciaire (Grey, 1975 : figure 3.13). Leur sommet est généralement plat et marqué par des chenaux d'eau de fontes juxtaglaciaires et de nombreux kettles. Bien que les terrasses de kames soient principalement composées de sables et graviers d'origine fluviale, celles-ci contiennent localement des sédiments glaciolacustres tels que des galets mous d'argile (*clay balls* ; figure 3.14). Selon Levson et Rutter (1989), la présence de tels sédiments s'explique par le mode de mise en place des terrasses de kames et leurs relations avec les lacs proglaciaires à proximité de la marge glaciaire ou même à la surface du glacier. En effet, nous croyons que les galets mous d'argile identifiés à l'intérieur des gravières au SO de Roberval et au sud de Laterrière auraient été mis en place, lors du drainage des lacs d'obturation glaciaire développés dans les hautes-terres laurentiennes au sud de l'escarpement de faille. Nous y reviendrons dans le chapitre sur la paléographie.

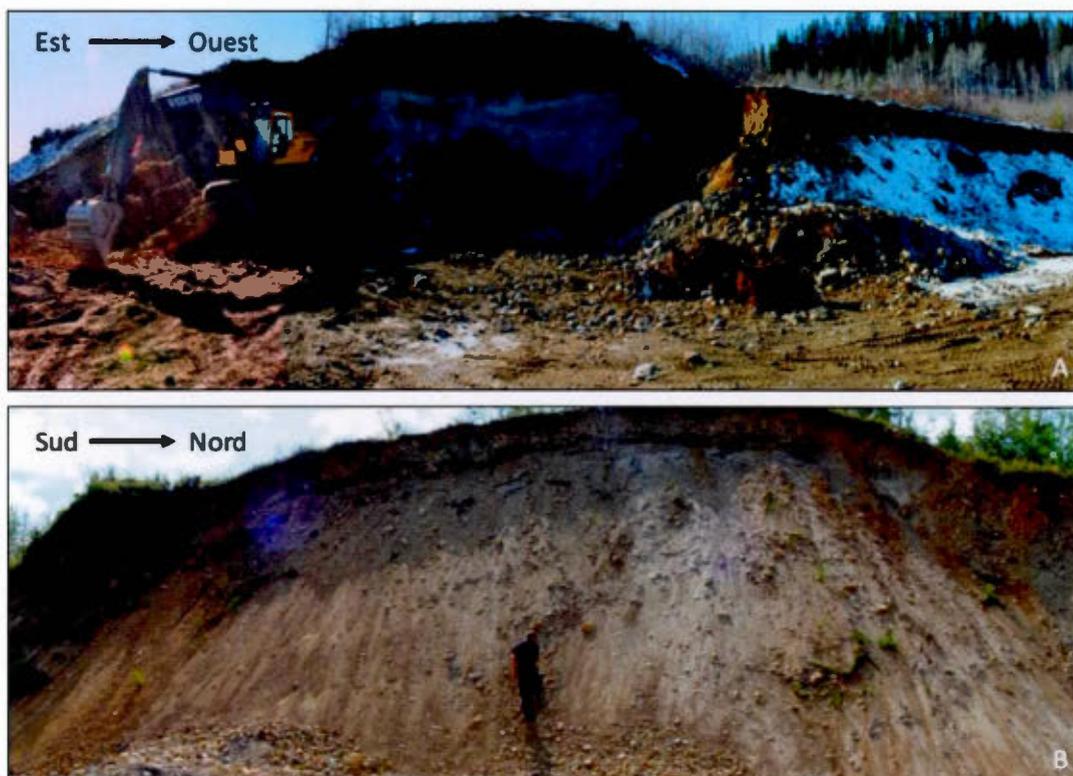


Figure 3.13 Coupe transversale et longitudinale d'une terrasse de kame ; 5 km à l'ouest de Didyme (arrêt EL0710072).



Figure 3.14 Galets mous d'argile de taille centimétrique observée dans une terrasse de kame à 225 m d'élévation ; 6 km à l'ouest de Roberval (arrêt 09EL070019).

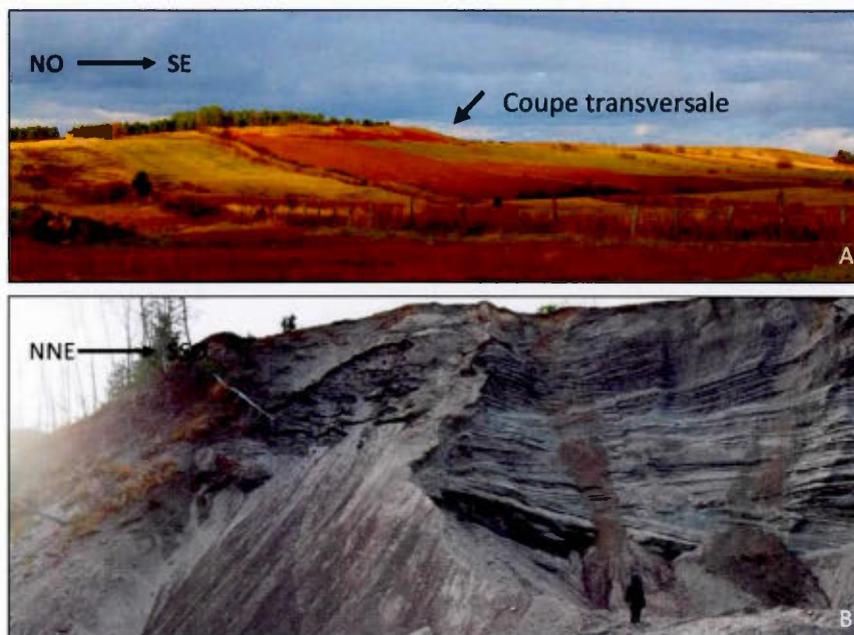
### Les moraines

Les dépôts morainiques sont des formes d'accumulation construites au front du glacier, généralement regroupées et disposées perpendiculairement au sens de l'écoulement glaciaire lors de la déglaciation. En raison de leurs positions avec la marge glaciaire, ces dépôts forment le meilleur indicateur de l'emplacement et de l'allure du front glaciaire lors de son retrait. Selon leurs dimensions, on distingue au Saguenay-Lac-Saint-Jean deux types de moraines : les moraines mineures et les moraines majeures.

Les moraines mineures s'observent dans les secteurs de faible relief des hautes-terres laurentiennes. Elles se concentrent au sud de La Dorée, le long de la rivière aux Saumons, du lac à Coté ainsi qu'au SO de Saint-Ludger-de-Milot. En général, elles forment des bourrelets plus ou moins sinueux dont les dimensions varient entre 88 et 500 m de longueur, 20 et 25 m de largeur et d'une hauteur inférieure à 5 m. En coupe, les moraines mineures exhibent des sables grossiers, des graviers et des cailloux, subarrondis à arrondis et localement des diamictons. En raison de la proximité avec la marge glaciaire, leurs structures internes présentent des déformations glaciotectoniques (failles et plissements) et sont souvent associées à d'autres formes juxtaglaciaires (eskers et deltas-kames ; Sugden et John, 1972 ; Boulton, 1986).

Les moraines majeures ont été identifiées au nord de Saint-François-de-Sales, au NE du lac Bouchette et à l'ouest Sainte-Hedwidge-de-Roberval. Les dimensions des moraines majeures varient entre 250 m et 1 km de longueur, de 200 à 500 m de largeur et atteignent près de 20 m de hauteur (figure 3.15 : photo A). La structure interne montre généralement un mélange hétérogène comprenant des sables grossiers, des graviers, des cailloux et des blocs. Ces formes d'accumulations peuvent être surmontés des sables et graviers grossiers, subarrondis à arrondis, triés et stratifiés (oblique plane) et faillé comme observé au nord de Saint-François-de-Sales (figure 3.15 : photo B). Cette moraine semble s'apparenter aux moraines de type « *delta*

*moraine* » ou « *flat-topped moraine* » telles que décrites par Sugden et John (1976), où l'abondance des processus fluvioglaciaires ainsi que la présence de lacs proglaciaires sont responsables de l'édification de pareilles accumulations.



**Figure 3.15** Vue panoramique d'une moraine majeure (A) et coupe transversale (B) montrant un noyau de graviers et cailloux surmonté par des sables et graviers grossiers, des cailloux, subarrondis à arrondis, stratifiés et faillés ; 2 km au NO de Saint-François-de-Sales (arrêt 09EL070044).

### 3.2.3 Les sédiments d'épandage proglaciaire subaérien (Go)

#### 3.2.3.1 Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique

Les sédiments d'épandage proglaciaire subaérien couvrent une superficie de 447 km<sup>2</sup> (soit 2,8 %) du territoire cartographié (figure 3.8). On les observe à une altitude supérieure à celle atteinte par la Mer de Laflamme dans la vallée du Saguenay-Lac-Saint-Jean et supérieure à celles des bassins glaciolacustres dans les hautes-terres laurentiennes. Les épandages subaériens s'observent principalement dans les replats

topographiques de part et d'autre du lac des Commissaires, au sud et à l'ouest de La Dorée, au NO de Dydime et Mélançon, au NNE de Sainte-Élisabeth-de-Proulx, à l'est de Saint-Ludger-de-Milot, Saint-David-de-Falardeau, au SE de Laterrière et Bagotville (figure 3.8). L'épaisseur maximale (10 m) a été notée à 20 km au NE de Dolbeau-Mistassini (arrêt 09EL070053). Stratigraphiquement, ces sédiments reposent sur les sédiments glaciaires ou sur le substrat rocheux et peuvent être surmontés localement par des sédiments éoliens ou organiques (figure 3.2).

### 3.2.3.2 Géomorphologie

Les sédiments d'épandage proglaciaire subaériens sont mis en place par le biais d'un réseau de drainage relativement complexe de type anastomosé en périphérie de la marge glaciaire. La morphologie de ces accumulations dépend étroitement de la charge sédimentaire transportée par les eaux de fonte, la topographie du substrat rocheux ainsi que la superficie de la surface d'accumulation (Kirkbride, 1989). Ainsi, ils forment des surfaces tabulaires, parsemées de kettles et généralement entaillées par des chenaux d'eaux de fonte. Ces dépôts sont souvent retrouvés en présence de sédiments juxtaglaciaires (esker et crêtes morainiques) et peuvent occasionnellement les recouvrir.

### 3.2.3.3 Caractéristiques sédimentologiques

En coupe, les dépôts d'épandages subaériens sont constitués de graviers, cailloux et blocs, parfois jointifs et imbriqués, disposés en stratifications subhorizontales, obliques ou en auges. Ces matériaux sont triés et montrent habituellement une diminution de la taille des matériaux vers l'aval, passant des blocs dans leur partie amont à des sables et graviers dans leur partie aval (figure 3.16). Cette disposition des matériaux résulte d'une diminution de la vitesse des eaux de fonte et de la migration des chenaux anastomosés vers l'aval (Miall, 1992). Au sommet de ces accumulations,

on observe occasionnellement des blocs de taille décimétrique et de larges chenaux superficiels témoignant de la puissance des chenaux d'eaux de fonte.



**Figure 3.16** Sédiments d'épandage proglaciaire subaérien triés et stratifiés ; 10 km à l'est de Saint-Stanislas (arrêt 09EL070050).

### 3.2.4 Sédiments d'épandage subaquatique (Gs)

#### 3.2.4.1 Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique

Les épandages proglaciaires subaquatiques occupent une superficie équivalant à 5 km<sup>2</sup>, ce qui représente moins de 1 % du territoire. Ces dépôts ont été mis en place à l'embouchure des tunnels sous-glaciaires ou intraglaciaires en progradation sur les sédiments d'eaux profondes glaciomarines ou glaciolacustres. On les observe surtout au NO du lac Saint-Jean, dans les régions d'Albanel, Normandin et Girardville (figure 3.8). Une épaisseur maximale de 32 m a été mesurée à 8 km au NNO de Normandin (arrêt EL07100062). Les sédiments d'épandage subaquatique reposent sur les dépôts

fluvioglaciaires tels que les eskers et sont la plupart du temps surmontés par des dépôts glaciomarins associés à des faciès d'eau profonde (figure 3.2).

#### 3.2.4.2 Géomorphologie

Ces épandages subaquatiques forment des accumulations tabulaires de faible amplitude, lesquels sont généralement dissimulés au milieu de la plaine argileuse. Ces dépôts sont révélés par la présence d'une crête d'esker ou bien de plusieurs kettles au travers des sédiments glaciomarins.

#### 3.2.4.3 Caractéristiques sédimentologiques

Ces dépôts sont essentiellement constitués de sables silteux et de sables fins à moyens de couleur olive-jaune clair (2.5 Y 5/3), lesquels sont par endroit interlités avec des graviers moyens à grossiers disposés en stratifications horizontales, subhorizontales ou obliques planes (figure 3.17 : photo A). Ils présentent un granuloclasement de type normal, de sorte que les matériaux les plus grossiers sont généralement déposés en proximité de la marge glaciaire, alors que les éléments les plus fins sont transportés et accumulés par suspension en aval de la marge glaciaire. De par leur environnement de mise en place, ces dépôts sont partiellement ou complètement recouverts de sédiments glaciomarins fins d'eau profonde, lesquels sont recouverts par des sédiments littoraux et pré-littoraux, principaux témoins de la transition du milieu de déposition proximal vers un environnement glaciomarin (figure 3.17 : photo B et C). En raison de leur proximité avec la marge glaciaire, ces accumulations sont souvent affectées par de nombreuses failles normales et présentent occasionnellement des blocs de délestage de taille métriques transportés par vêlage d'iceberg (figure 3.18).



**Figure 3.17** Sédiments d'épandages subaquatiques (A) recouverts par des sédiments glaciomarins profonds (B) ainsi que par des sédiments littoraux et pré-littoraux (C) à une élévation de 166 m ; 8 km au NNO de Normandin (arrêt EL07100062).



**Figure 3.18** Bloc de délestage (centre gauche de la photo) de taille métrique localisé dans des sédiments d'épandage subaquatique ; 4 km au nord d'Albanel (arrêt 09EL070072).

### 3.3 Les sédiments glaciolacustres (LGa, LGb et LGd)

#### 3.3.1 Origines

Lors de la déglaciation, l'obturation du drainage naturel par le front glaciaire a engendré dans les dépressions topographiques et glacio-isostatiques la formation de plusieurs lacs proglaciaires dans les hautes-terres laurentiennes. La répartition spatiale et l'altitude des différents bassins glaciolacustres ont variés d'un secteur à l'autre, en fonction de l'ouverture des exutoires durant le retrait de la marge glaciaire (voir chapitre IV). Selon leur environnement de mise en place, on distingue trois différentes unités lithostratigraphiques, soit les sédiments fins d'eau profonde (LGa), les sédiments littoraux et pré-littoraux (LGb) ainsi que les sédiments deltaïques et prodeltaïques (LGd ; figure 3.19).

#### 3.3.2 Sédiments glaciolacustres d'eau profonde (LGa)

##### 3.3.2.1 Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique

Mis en place dans la partie centrale des bassins glaciolacustres, les sédiments fins d'eau profonde constituent une unité plutôt rare sur le territoire à l'étude. Au total, ces dépôts occupent une superficie d'environ 15 km<sup>2</sup> (moins de 1 %) de la surface cartographiée. On les observe sporadiquement dans les hautes-terres laurentiennes, dans les talwegs des rivières Métabetchouan, Ouiatchouan, Ouiatchouaniche, Ha! Ha!, Petit-Saguenay, Valin et Shipshaw et ce, à une altitude inférieure à 523 m (figure 3.19). L'épaisseur maximale (8 m) a été observée au NO des Monts-Valin, en bordure du chemin du bras du Nord (arrêt NH08100033). Stratigraphiquement, ils surmontent les dépôts glaciaires ou les dépôts fluvioglaciaires et sont recouverts par des sédiments littoraux ou deltaïques glaciolacustres et des sédiments organiques (figure 3.2).

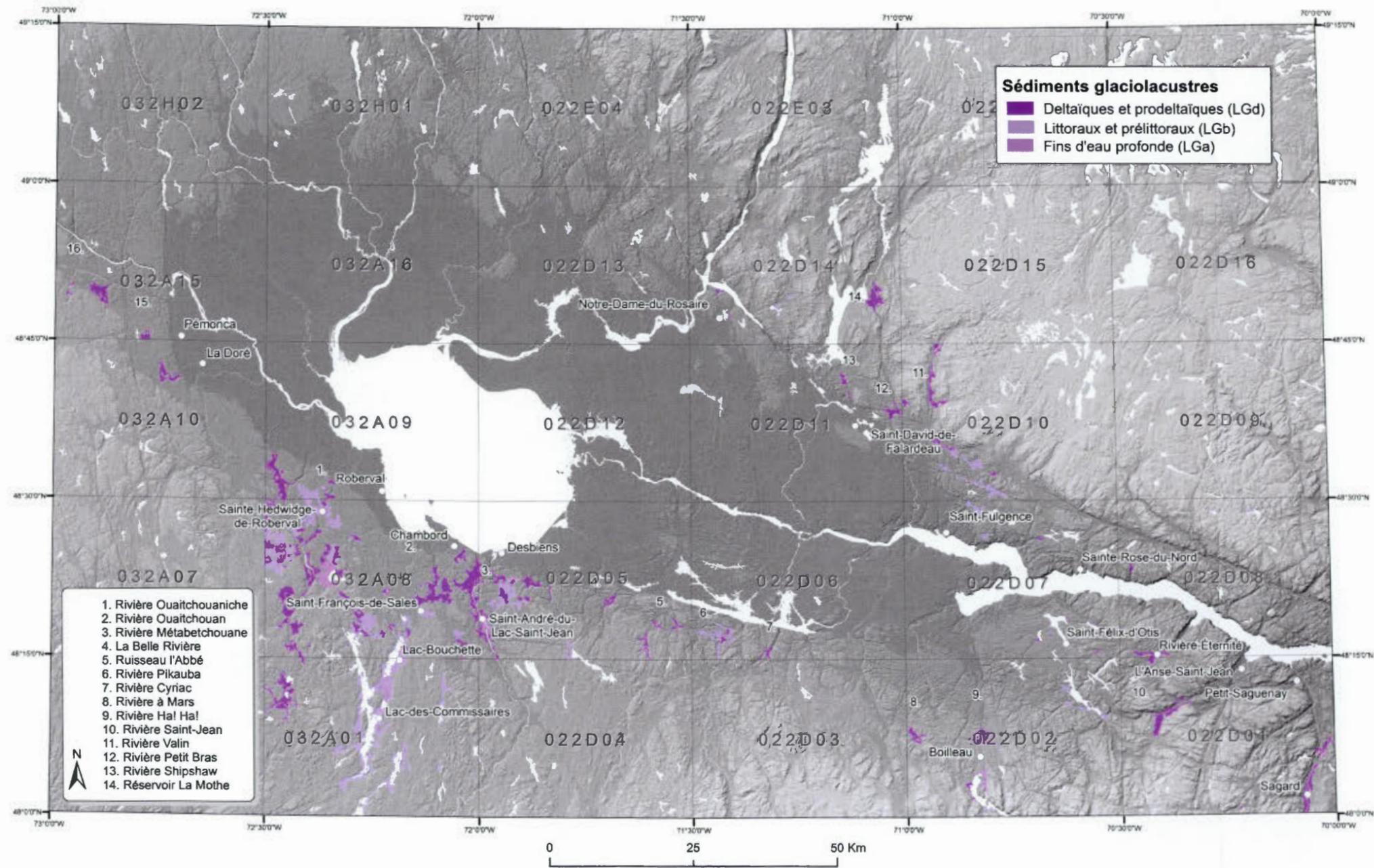


Figure 3.19 Répartition spatiale des différents types de sédiments glaciolacustres.

### 3.3.2.2 Géomorphologie

Les sédiments glaciolacustres d'eau profonde présentent une topographie plutôt plane, laquelle est souvent disséquée par le réseau hydrographique postglaciaire. Les sédiments glaciolacustres d'eau profonde présentent deux faciès distincts : un faciès massif et un faciès stratifié.

### 3.3.2.3 Caractéristiques sédimentologiques

Les argiles massives s'observent principalement dans la région de Saint-Hedwidge-de-Roberval à une altitude inférieure à 268 m. Ces dépôts sont constitués de silt et d'argile de couleur gris moyen clair (5 YR 7/1) et laissent parfois entrevoir des lits millimétriques de sables très fins. Selon la morphologie et la répartition spatiale de ce faciès, nous sommes d'avis que ce faciès a été mis en place dans des bassins de faible profondeur, à l'abri des vagues et des courants de turbidités.

Contrairement aux argiles d'apparence massive, les argiles stratifiées sont plus abondantes sur le territoire à l'étude. On les retrouve dans les bassins versants des rivières Ouaitchouan (près du lac des Commissaires, Prinzèles et du lac Bouchette), Ouaitchouaniche (près du lac Rond), Ha! Ha! (en bordure du lac Ha! Ha!), Petit-Saguenay (près de Sagard) et Valin (au NO des Monts-Valin) à une altitude maximale de 523 m. Ces argiles ont été vraisemblablement influencées par des paramètres exogènes (variation de la vitesse de l'écoulement des eaux de fontes, des charges sédimentaires et des fluctuations saisonnières et climatiques) au moment de leur mise en place, ce qui a eu pour effet de gouverner l'apport et la distribution des sédiments dans la colonne d'eau des bassins et par conséquent, l'aspect des rythmites. Ainsi, les argiles stratifiées se présentent sous deux faciès distincts : des argiles rythmées à prédominance argileuse et des argiles rythmées sablo-silteuses.

### Les argiles rythmées à prédominance argileuse

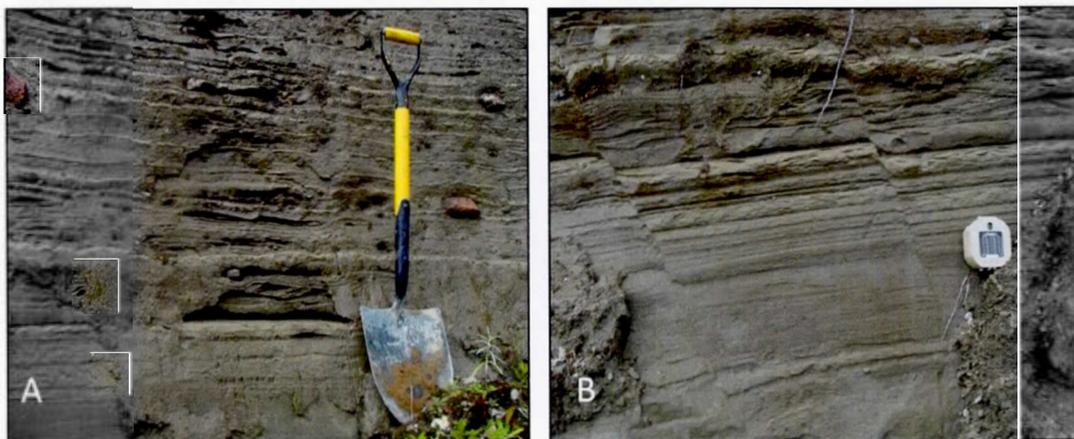
Ce faciès a été identifié à 2 km au sud de Saint-André-du-Lac-Saint-Jean à une élévation de 270 m (figure 3.20). Ces argiles rythmées présentent une alternance de sédiments fins (argiles) et de sédiments légèrement plus grossiers (silts et sables fins) de couleur gris moyen foncé (Gley 5/10Y) réagissant vivement à l'acide chlorhydrique 10 %. L'épaisseur des lits varie de 5 à 20 mm et montre une diminution vers le sommet suggérant une décroissance de l'apport en sédiments à l'intérieur du bassin glaciolacustre, et par le fait même, un recul de la marge glaciaire. Selon Veillette (1988 et 1994), ces argiles rythmées sont considérées comme un faciès fréquent des milieux de sédimentation glaciolacustre profonds où l'épaisseur de la tranche d'eau varie de 30 à 50 m.



**Figure 3.20** Rythmites à prédominance argileuse à une altitude de 270 m ; 2 km au sud de Saint-André-du-Lac-Saint-Jean (arrêt 09GB070005).

### Les rythmites sablo-silteuses

Les rythmites sablo-silteuses ont été identifiés près du lac des Commissaires et en bordure des rivières Petit Saguenay (SE de l'Anse-Saint-Jean), Valin (NO des Monts-Valins) et Shipshaw (NE de Saint-David-de-Falardeau). Ce faciès exhibe une alternance entre les silts et les sables fins à grossiers, de couleur gris moyen (5Y 4/2) et montre localement des plissements, des failles normales et des galets de délestage (figure 3.21 : photo A et B). L'épaisseur des lits composés de sédiments fins varie entre 1 et 3 mm alors que l'épaisseur des lits formés de sédiments plus grossiers peut atteindre plus de 5 mm. Selon Flint (1971), des faciès similaires témoignent de la variabilité du régime de fonte et par conséquent de la proximité de la glace au moment de la déposition de ce faciès alors que la diminution de l'épaisseur des couplets observée vers le haut de la séquence et la réduction du nombre de cailloux de délestage témoigne de l'éloignement de la marge glaciaire.



**Figure 3.21** Rythmites sablo-silteuses présentant des galets de délestage (A) et des failles normales (B) engendrées par la perte d'un support de glace (fonte de glace enfouie ?) ; région des Monts-Valin, à une altitude de 428 m (arrêt NH08100033).

### 3.3.3 Sédiments glaciolacustres pré littoraux et littoraux (LGb)

#### 3.3.3.1 Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique

Les sédiments glaciolacustres d'eau peu profonde occupent une superficie approximative de 132 km<sup>2</sup> (moins de 1%) du territoire cartographié. Leurs plus grandes étendues s'observent dans les hautes-terres laurentiennes au sud du lac Saint-Jean, notamment dans les bassins versants des rivières Ashapmuschuan, aux Iroquois, Ouiatchouaniche, Ouiatchouan, Métabetchouan et Couchepaganiche. Une épaisseur maximale de 4 m a été mesurée au SSE du lac à la Croix (arrêt EL08100370). Dans la séquence stratigraphique, ils reposent sur les dépôts glaciaires, fluvioglaciaires ou les sédiments glaciolacustres d'eau profonde (figure 3.2).

#### 3.3.3.2 Géomorphologie

La morphologie de ces dépôts varie en fonction de la proximité et de l'abondance des matériaux en place, de la vitesse des courants et des vents dominants de même que la superficie et de la longévité des bassins glaciolacustres (Flint, 1971). Ainsi, on a distingué deux types de sédiments glaciolacustres selon leur environnement de mise en place, soit les sédiments pré littoraux et les sédiments littoraux.

#### 3.3.3.3 Caractéristiques sédimentologiques

Les sédiments pré littoraux sont constitués de sables très fins et de silt-argileux de couleur gris moyen, triés et occasionnellement à ride de courants (figure 3.22). Ces dépôts sont la plupart du temps de couleur gris moyen (5 Y 5/2). À l'opposé, les sédiments littoraux sont généralement composés de matériaux plus grossiers (sables et graviers) et présentent des stratifications subhorizontales à faible pendage, de couleur brunâtre moyen foncée (10 YR 4/4). On les retrouve principalement à proximité du lac Bouchette, du lac des Commissaires ainsi que dans les environs de Saint-André-du-Lac-Saint-Jean où ils forment localement des crêtes de plage.



**Figure 3.22** Sédiments glaciolacustres pré littoraux ; 16 km au sud de Saint-Félicien (arrêt 09GB070027).

### 3.3.4 Sédiments glaciolacustres deltaïques et prodeltaïques (LGD)

#### 3.3.4.1 Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique

Les sédiments glaciolacustres deltaïques ont été mis en place à l'embouchure de cours d'eau se déversant dans les lacs proglaciaires, ou bien lors de la vidange des bassins glaciolacustres vers des niveaux de plus basse altitude au moment de l'ouverture de nouveaux exutoires. Ils occupent une superficie d'environ 195 km<sup>2</sup> (environ 1%) du territoire cartographié. Les principales accumulations s'observent dans les hautes-terres laurentiennes dans les environs de Saint-Hedwidge-de-Roberval, Saint-François-de-Sales et Saint-André-du-Lac-Saint-Jean (figure 3.19). Ces sédiments ont été notés à des élévations comprises entre 176 et 477 m. L'épaisseur maximale (22 m) a été obtenue dans un complexe deltaïque bien circonscrit dans les environs de Saint-Hedwidge-de-Roberval au NNO du lac Rond (arrêt SM07100089). Stratigraphiquement, les sédiments glaciolacustres deltaïques et

prodeltaïques reposent sur les sédiments glaciaires, fluvioglaciaires et glaciolacustres d'eau profonde et ils sont localement surmontés par des sédiments éoliens et organiques (figure 3.2).

#### 3.3.4.2 Géomorphologie

Les sédiments glaciolacustres deltaïques et prodeltaïques forment des accumulations généralement tabulaires, souvent marquées par le ravinement postglaciaire et l'incision de nombreux chenaux fluviaux.

#### 3.3.4.3 Caractéristiques sédimentologiques

Ces dépôts sont constitués de sable et gravier de couleur gris moyens (10 YR 5/2). En coupe, cette unité montre habituellement des sables moyens à grossiers à stratifications entrecroisées, horizontales ou obliques planes. Parfois, les deltas présentent une séquence sédimentaire constituée d'une couche basale (*bottom sets*), frontale (*foresets*) et sommitale (*topsets*). L'unité basale est généralement formée de sables fins à très fins bien triés, stratifiées horizontalement ou à rides de courants. L'unité frontale est constituée de sables moyens à grossiers, de graviers et de cailloux arrondis, bien triés, à stratifications subhorizontales ou obliques planes (figure 3.23). Généralement grossière, l'unité sommitale est formée de sables et graviers alluviaux à stratifications horizontales ou entrecroisées qui reposent en discordance sur l'unité sous-jacente.



**Figure 3.23** Sédiments deltaïques d'origine glaciolacustre indiquant un écoulement vers le SE (110°) ; NO de Saint-Hedwidge-de-Roberval (arrêt SM07100089).

### 3.4 Les sédiments glaciomarins (MGa, MGb, MGd et MGi)

#### 3.4.1 Origines

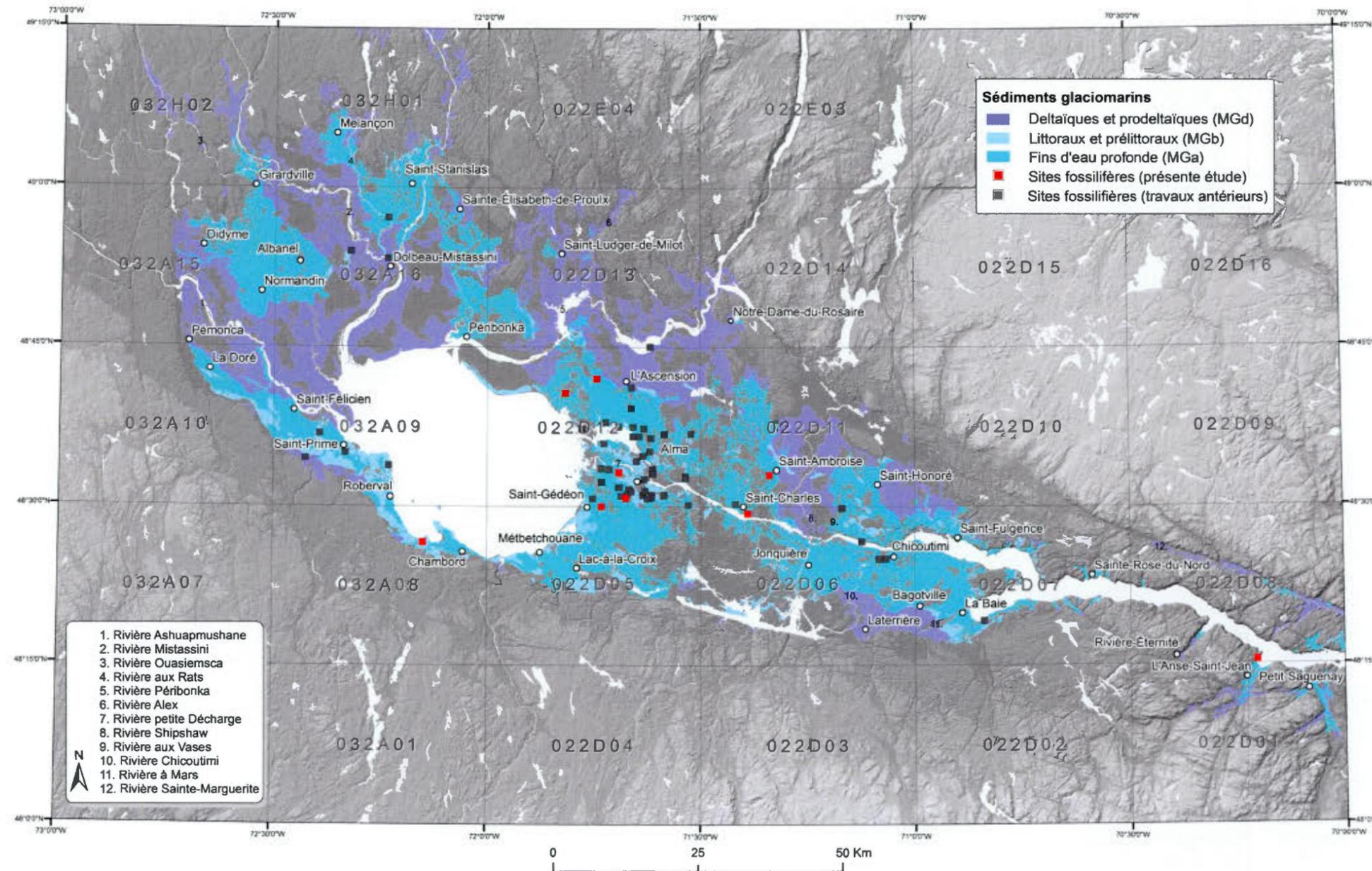
Les dépôts glaciomarins ont été mis en place lors de l'épisode de la Mer de Laflamme soit, au contact de la marge glaciaire, à la proximité de celle-ci ou bien lors de la phase plénimarine. Ces dépôts occupent une superficie de 3358 km<sup>2</sup>, soit 21 % de la zone d'étude. Pour cette étude, nous avons employé le terme « glaciomarin » pour tous dépôts et formes qui ont été mise en place au contact de la Mer de Laflamme dans le but de simplifier la cartographie et la description de ces dépôts. Les sédiments glaciomarins sont omniprésents à l'intérieur de la dépression structurale du Saguenay-Lac-Saint-Jean et le long des principaux tributaires (figure 3.24). En nous basant sur leur environnement de mise en place, les sédiments glaciomarins ont été divisés en quatre unités lithostratigraphiques distinctes : les sédiments d'eau profonde

(MGa), les sédiments littoraux et pré-littoraux (MGb), les sédiments intertidaux (MGi) et les sédiments deltaïques et prodeltaïques (MGd).

### 3.4.2 Sédiments glaciomarins d'eau profonde (MGa)

#### 3.4.2.1 Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique

Les sédiments glaciomarins fins ont été mis en place dans la partie profonde de la Mer de Laflamme par décantation durant la phase d'inondation glaciomarine. Ces dépôts occupent une superficie de 1676 km<sup>2</sup> (11 %) du territoire cartographié. Cette superficie est cependant peu représentative de leur véritable répartition spatiale puisque ces dépôts sont à maints endroits dissimulés par de vastes complexes deltaïques. On les observe dans la vallée du Saguenay-Lac-Saint-Jean et dans la partie aval des principales vallées fluviales (figure 3.24). Leur altitude s'élève à 190 m près de Girardville (arrêt GB07100133), 165 m à l'ouest de Pémonca (arrêt EL07100104) et 149 m près d'Alma (arrêt 09GB080124) dans la région du Lac-Saint-Jean, alors qu'à l'est du seuil de Kénogami, celle-ci atteint à une altitude maximale de 156 m près de Laterrière (arrêt 09EL0810036) et 99 m dans le secteur de Sainte-Rose-du-Nord (arrêt GB08100215). L'épaisseur maximale (42 m) a été révélée par le ravinement en bordure de la rivière Petit-Saguenay (arrêt SM08100158). Or, des sondages effectués dans le cadre des travaux de Lasalle (1965), Tremblay (1968 et 1971a), de La Rochelle (1974), de Lasalle et Tremblay (1978) ont révélé une épaisseur allant jusqu'à 96 m près de l'Ascension, au NE du Lac-Saint-Jean. Dans la séquence stratigraphique, ces dépôts reposent par un contact franc ou graduel sur les dépôts glaciaires (Tc et Tm), fluvioglaciaires (Gx et Gs) ou bien directement sur le roc et ils sont localement surmontés par des sédiments glaciomarins deltaïques et prodeltaïques, littoraux et pré-littoraux ou bien organiques (figure 3.2).



**Figure 3.24** Répartition spatiale des différents types de sédiments glaciomarins et des principaux sites fossilifères répertoriés lors de la présente étude (carré rouge) ainsi que ceux tirés des travaux antérieurs (carré gris).

### 3.4.2.2 Géomorphologie

Les sédiments marins d'eau profonde forment une surface généralement très plane et disséquée à de nombreux endroits par le ravinement et l'érosion fluviale. L'instabilité de talus causée par l'érosion a conséquemment engendré de nombreux glissements de terrain. Les formes et processus associés à ceux-ci seront abordés dans la section concernant les mouvements de versant (Cg).

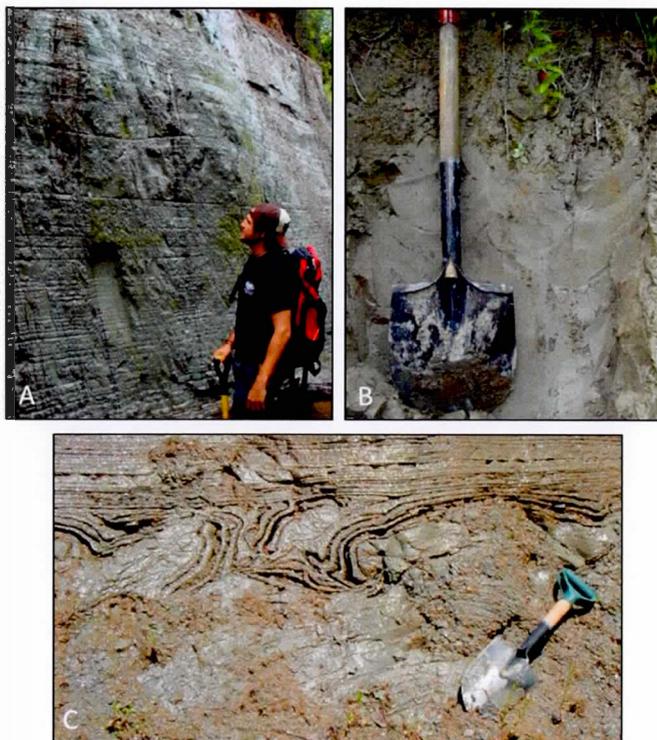
### 3.4.2.3 Caractéristiques sédimentologiques

Les dépôts d'eau profonde sont constitués de silts argileux et d'argiles silteuses, de couleur gris moyen clair (10 YR 6/1) à gris foncé (GLEY 1 4/10Y) et peuvent être localement carbonatés, fossilifères ou bien diamictiques. Les principaux fossiles observés sont les *Macoma Balthica*, *Hiatella Artica*, *balanus hameri* et les *portlandia Arctica*. La rareté, voire l'absence des fossiles dans certains secteurs de la zone d'étude, en particulier dans la partie nord du lac Saint-Jean, laisse supposer que les conditions paléocéologiques n'étaient pas optimales à l'épanouissement des populations faunistiques. En fait, plusieurs auteurs (Laverdière et Mailloux, 1956 ; Hardy, 1968 ; Dionne, 1969 ; Tremblay, 1971 ; Lasalle et Tremblay, 1978 ; Hillaire-Marcel, 1979) considèrent que les débits d'eau provenant de la marge glaciaire et des principaux affluents étaient probablement trop importants et auraient eu pour effet de diminuer, voire d'annihiler le taux de salinité des eaux dans certaines parties du territoire et par conséquent, empêcher la croissance des espèces faunistiques. Les observations de terrain ont révélé deux faciès distincts : soit un faciès massif et un faciès stratifié.

#### Le faciès massif

Le faciès massif est peu fréquent sur l'ensemble du territoire. On les observe principalement au SE et à l'est du lac Saint-Jean entre Roberval et Métabetchouan à une élévation comprise entre 99 et 180 m. Ces argiles sont de couleur gris moyen

clair (5 YR 7/1) et montrent occasionnellement des lits millimétriques de sables très fins (figure 3.25 : photo B). Sur le terrain, les argiles massives sont surmontées par des sédiments d'exondations (sables et graviers littoraux).

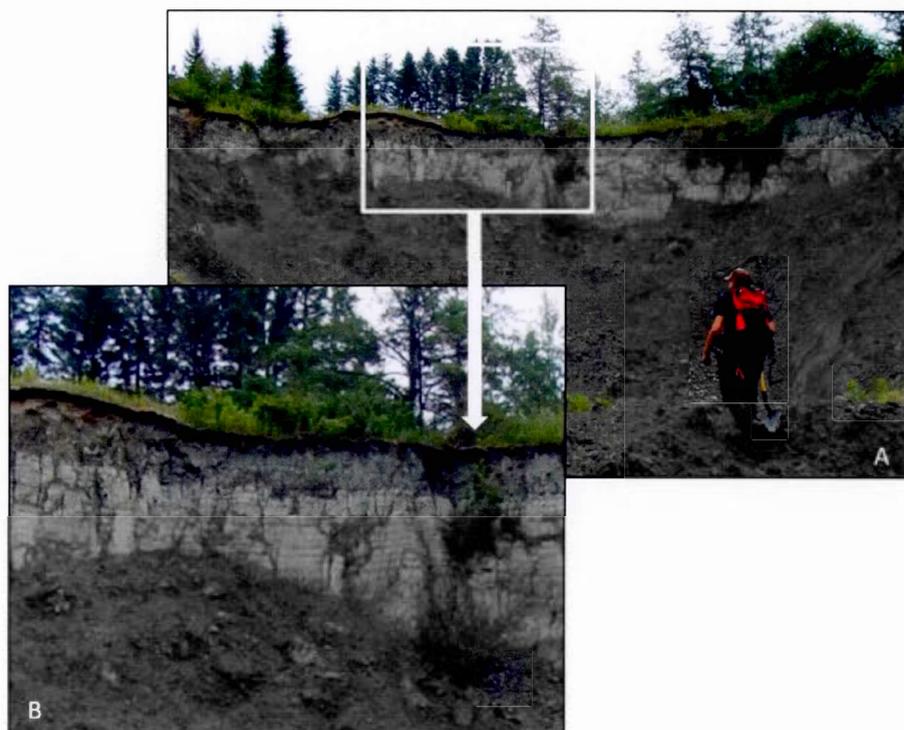


**Figure 3.25** A) Sédiments glaciomarins d'eau profonde stratifiés à 165 m d'élévation ; 7 km au SO de Normandin (arrêt EL07100104) ; B) Argiles massive à une élévation de 99 m ; 4 km au SSE de Sainte-Jeanne-d'Arc (arrêt 09GB070060) ; C) Déformations pénécotemporaines probablement dues à des glissements sous-aquatiques en bordure de la rivière Ashapmuschuan (arrêt EHG10-40).

### Le faciès stratifié

Les argiles stratifiées se présentent comme des rythmites composés de silt argileux et de silt sableux (figure 3.25 : photo A). On les observe notamment le long des berges des rivières Saguenay, aux Vases, Ashuapmushuan, Mistassini, Mistassibi et de la rivière-aux-Rats à une altitude généralement inférieure de 165 m. Ces dépôts sont de

couleur gris-verdâtre (Gley 1 5/5GY) à gris foncé (5 Y 4/1) et montrent occasionnellement diverses structures sédimentaires telles des convolutes et des plis causés par des glissements sous-aquatiques (Blatt *et al.*, 1980) (figure 3.25 : photo C). Localement, ces dépôts pourraient être interprétés comme étant des varves marines similaires à celles décrites par Reineck et Singh (1980). En bordure de la Rivière-aux-Vases, on retrouve une séquence sédimentaire montrant une alternance de couches argileuses et de couches silteuses dont l'épaisseur des lits montre une diminution passant de 8 à 12 cm à la base et de 1 à 3 cm vers le sommet (arrêt EL08100285 : fig.3.26). Selon Reineck et Singh (1980), la présence de lits plus grossiers constitués de sables grossiers et graviers fins à l'intérieur de cette séquence pourrait témoigner des changements de conditions climatiques ou de turbulence au moment de la mise en place de ce faciès.



**Figure 3.26** Amphithéâtre de glissement en bordure de la de la rivière aux Vases (A) au nord de Chicoutimi, montrant des argiles stratifiées d'apparence varvée (B) (arrêt EL08100285).

### 3.4.3 Les sédiments glaciomarins littoraux et pré littoraux (MGB)

#### 3.4.3.1 Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique

Ces dépôts occupent 295 km<sup>2</sup>, soit environ 2 % du territoire à l'étude. On les observe davantage dans la partie méridionale du lac Saint-Jean, entre La Doré et Alma (figure 3.24). Ces dépôts sont répertoriés à des altitudes inférieures à 208 m dans la région du lac Saint-Jean et de 177 m dans la région du Saguenay. L'épaisseur maximale observée est de 3 m (arrêt EL08100369). Ces accumulations reposent par un contact franc, érosif ou bien graduel sur les sédiments glaciomarins d'eau profonde et deltaïques ou sur les dépôts fluvioglaciaires (figure 3.2). La surface de cette unité peut être localement remaniée par le vent et exhiber des formes éoliennes. Selon leur environnement de mise en place, on distingue des sédiments pré littoraux et des sédiments littoraux.

#### 3.4.3.2 Géomorphologie

Les sédiments pré littoraux forment des accumulations sans expressions topographiques particulières alors que les sédiments littoraux se manifestent sous la forme de cordons littoraux et de flèches littorales. Les cordons littoraux se présentent généralement en une succession de crêtes plus ou moins arquées et parallèles, dont la hauteur peut atteindre 2 m (figure 3.27). Les flèches littorales sont disposées perpendiculairement au rivage actuel du lac Saint-Jean (figure 3.28). Ces formes d'accumulations présentent une longueur maximale de 2,2 km et plus de 1,2 km de largeur.



**Figure 3.27** Coupe transversale d'une crête de plage située (A) à une élévation de 167 m montrant une unité grossière composée de sables grossiers, de graviers et de blocs d'origine juxtaglaciaire surmontée par des sables moyens à grossiers ; 7 km au SE de Métabetchouan (arrêt EL07100050).



**Figure 3.28** Flèche littorale (A et B) située à une altitude d'environ 120 m C) Fragments et coquilles entières de *Hiattella arctica* échantillonnés dans la partie sommitale de la gravière ; 7 km à l'est de Chambord (arrêt 09EL070003).

### 3.4.3.3 Caractéristiques sédimentologiques

Les sédiments pré littoraux sont constitués d'une alternance de matériaux sableux et silteux, triés, à stratifications subhorizontales (pendage de 2° à 5°), entrecroisées ou à rides de plages asymétriques (figure 3.29). Quant aux sédiments littoraux (plages soulevées et flèches littorales), ils sont composés de matériaux sableux et graveleux, subarrondie à arrondie, à stratifications obliques ou subhorizontales et montrent une granulométrie plus grossière lorsqu'ils sont situés à proximité des accumulations fluvioglaciaires (figure 3.27). À l'état humide, ces dépôts sont de couleur gris brun (10 YR 5/2) et brun foncé (7.5 YR 4/6).



**Figure 3.29** Sédiments pré littoraux montrant une alternance de sables fins à moyens en alternance avec des silts ; 9 km au NE d'Alma (arrêt EL07100208).

## 3.4.4 Les sédiments glaciomarins deltaïques et prodeltaïques (MGd)

### 3.4.4.1 Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique

Ces dépôts occupent une superficie de 1387 km<sup>2</sup> (environ 9%) du territoire cartographié. On les observe surtout dans la portion septentrionale de la vallée du Saguenay-Lac-Saint-Jean, à l'embouchure des rivières Ashuapmushuan, Mistassini,

aux Rats, Mistassibi, Petite-Péribonka, Alex, Péribonka, Shipshaw et Valin, et ce, à une élévation inférieure à 215 m (figure 3.24). Ces grands complexes deltaïques montrent généralement plusieurs paliers, témoignant de la phase régressive de la Mer de Laflamme. Par exemple, dans la région du Lac-Saint-Jean, on observe des deltas entre les altitudes suivantes : la rivière Mistassini (215 à 140 m), aux-Rats (209 à 198 m), Petite Péribonka (198 à 155 m), Alex (198 à 150 m), Péribonka (119 à 115 m) et Ashuapmushuan (203 à 102 m) et dans la région du Saguenay, les deltas des rivières Shipshaw (181 à 105 m), Valin (182 à 123 m), aux Sables (170 à 138 m) et à Mars (171 à 146 m). L'épaisseur maximale (43 m) a été observée à l'embouchure de la rivière Petit Saguenay (arrêt SM08100179). Dans la séquence stratigraphique, les sédiments glaciomarins deltaïques et prodeltaïques succèdent par un contact graduel aux sédiments glaciomarins d'eau profonde et ils sont eux-mêmes recouverts par des sédiments littoraux et pré-littoraux, éoliens ou bien organiques (figure 3.2).

#### 3.4.4.2 Géomorphologie

Les dépôts glaciomarins deltaïques et prodeltaïques forment de vastes accumulations tabulaires, construites par les eaux de fontes au contact de la glace ou à l'embouchure des rivières se déversant dans le bassin de la Mer de Laflamme. La surface de ces accumulations est la plupart du temps marquée par l'encaissement du système fluvial ou bien par de nombreux glissements de terrain. Ces derniers témoignent de la présence des dépôts argileux sous les sables deltaïques.

#### 3.4.4.3 Caractéristiques sédimentologiques

Les sédiments deltaïques et prodeltaïques sont constitués de matériaux sableux et graveleux, à stratifications horizontales, obliques planes et à rides de courants, de couleur gris pâle (10 YR 7/1) à beige moyen (10 YR 5/4). En coupe, ils exhibent en maints endroits un granoclassement inverse avec des sables fins et des sables silteux à la base de la séquence et des sables grossiers incluant des lentilles de graviers vers le

sommet (figure 3.30). La couche basale (*bottom set*) est constituée de sédiments plus fins, variant des sables fins à des silts argileux dans laquelle on observe parfois des déformations pénécontemporaines (figures de charges et des glissements sous-aquatiques). Selon Ashley (1988), ces déformations sont occasionnées par la saturation en eau dans la couche basale ainsi que par les courants de turbidité. La couche basale est surmontée par des lits frontaux (*frontset*) de sable et gravier formant des stratifications obliques planes dans lesquelles on peut localement retrouver des blocs de taille variable, vraisemblablement transportés par les glaces flottantes. L'unité sommitale (*topset*) est formée de sables grossiers et de graviers à stratifications entrecroisées et horizontales et repose en discordance sur les lits frontaux. Les mesures de paléocourants effectués dans les complexes deltaïques ont révélé des orientations similaires aux principaux affluents qui les ont édifiés. Ainsi, on observe dans la région du Lac-Saint-Jean, des mesures de paléocourants variant entre l'ESE et l'OSO, alors que celles mesurées dans la vallée du Saguenay sont principalement orientées vers le SE et le NE.



**Figure 3.30** Sédiments deltaïques montrant des stratifications obliques planes ; 3 km au SO de Bagotville (arrêt 09EL070001).

### 3.4.5 Sédiments glaciomarins intertidaux (MGi)

#### 3.4.5.1 Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique

Les sédiments glaciomarins intertidaux ont été observés à un seul endroit, soit dans la région d'Alma à une élévation de 92 m. L'épaisseur maximale observée est d'environ 4,5 m. Ces dépôts ont été mis en place au-dessus des sédiments glaciomarins d'eau profonde et ils sont surmontés par des alluvions anciens. Considérant la répartition spatiale et altitudinale de cette unité, on considère que ceux-ci ont été en place lors de l'épisode régressif de la Mer de Laflamme.

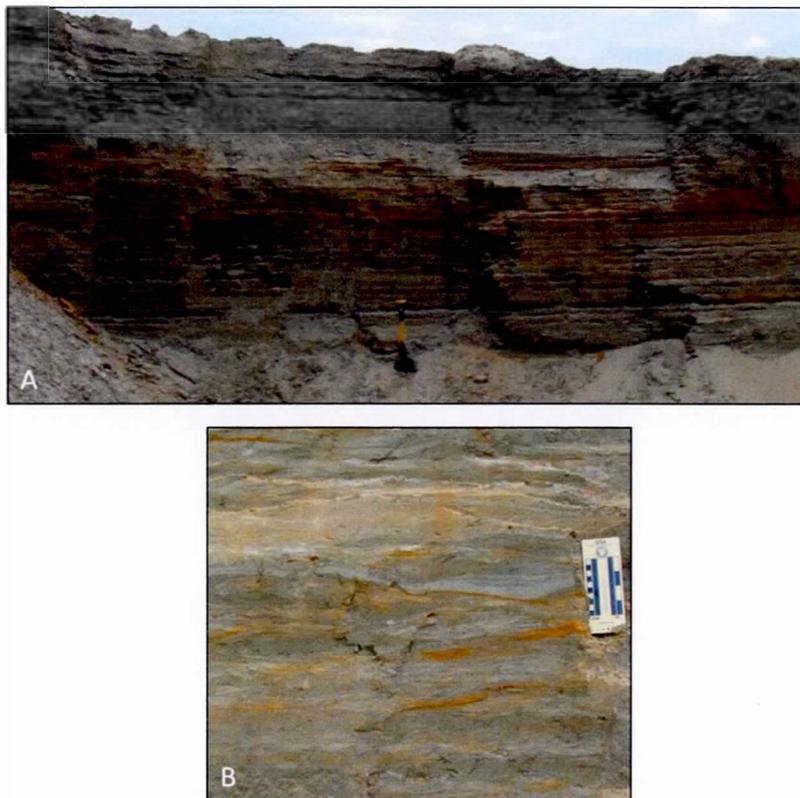
#### 3.4.5.2 Géomorphologie

Les sédiments glaciomarins intertidaux ont été mis en place aux rythmes des marées dans la zone intertidale et infratidale de la Mer de Laflamme dans une baie protégée des vagues, mais bénéficiant d'un apport sédimentaire considérable (figure 3.31). Cette unité est difficilement perceptible en photo-interprétation considérant sa faible étendue et la similitude de l'unité avec les sédiments pré littoraux. Afin de simplifier la cartographie des dépôts superficiels, les dépôts intertidaux ont été regroupés à l'intérieur des sédiments littoraux et pré littoraux (MGb).

#### 3.4.5.3 Caractéristiques sédimentologiques

En coupe, cette unité lithostratigraphique présente une alternance, voir une rythmicité de sédiments fins composés de silts et d'argiles de couleur gris moyen foncé (5 Y 4/1) et de sédiments de sables fins à grossiers de couleur beige brun (2.5 Y 5/3) à stratifications à rides de courants lenticulaires de type *flasers* (figure 3.31 photo B). Selon Reineck et Singh (1986), de pareilles structures sédimentaires suggèrent un environnement de déposition de type intertidal qui se caractérise par des périodes de sédimentation calme qui alternent avec des périodes plus agitées où l'action des vagues et des courants se manifestent. Les mesures de paléocourants obtenues à partir

des rides de courants sablo-silteuses indiquent un écoulement vers le SE et le NO qui traduisent le jeu des marées.



**Figure 3.31** Sédiments glaciomarins intertidaux rythmés (A) montrant des stratifications de type flasers (B) ; 3 km au NNO d'Alma (arrêt EL07100215).

### 3.5 Les sédiments alluviaux (Ax, At, Ap)

#### 3.5.1 Origine

Les dépôts d'origine fluviatile ont été mis en place le long du réseau hydrographique par le biais des cours d'eau actuels (alluvions actuelles ; Ap et alluvions de terrasses fluviales ; At) ou anciens (alluvions de terrasses fluviales anciennes ; Ax) depuis

l'holocène jusqu'à nos jours. Ces unités ont été regroupées ensemble afin d'alléger la description des unités lithostratigraphiques ainsi que la structure du texte.

#### 3.5.1.1 Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique

Ensemble, les sédiments alluviaux (Ax, At, Ap) occupent une superficie d'environ 314 km<sup>2</sup>, soit près de 2 % de la surface totale cartographiée (figure 3.32). L'épaisseur maximale (3 m) a été observée le long de la rivière Saint-Marguerite (arrêt GB08100221). Lorsqu'ils ne sont pas déposés directement sur le substrat rocheux, les sédiments alluviaux reposent en discordance sur toutes les différentes unités lithostratigraphiques, et ce, autant sur les hautes terres du Bouclier que dans les basses terres du Saguenay-Lac-Saint-Jean (figure 3.2).

#### 3.5.1.2 Géomorphologie

Les sédiments alluviaux forment des accumulations généralement étroites et planes en bordure des principaux tributaires. Les alluvions anciens (Ax) et les alluvions de terrasse (At) sont par endroits délimités par des rebords de terrasses fluviales parallèles à l'écoulement actuel des rivières. Le réajustement du niveau de base de certains cours d'eau, notamment celui de la rivière Shipshaw a disséqué la plaine deltaïque sur plus de 50 m, laissant une série de terrasses fluviales entre 175 et 118 m d'élévation au SO de Saint-David-de-Falardeau. Selon la nature des sédiments en place, les plaines alluviales présentent diverses morphologies permettant de distinguer des plaines alluviales à méandres, de recouvrement et à chenaux divagants. Ces plaines sont parfois marquées par des chenaux abandonnés ou bien des levées alluviales.

Plus de 600 chenaux fluviales ont été cartographiés. Leurs longueurs varient entre 132 et 3565 m et se concentrent principalement le long des rivières Ashuapmushuan, Mistassini, Péribonka, Shipshaw, Saint-Jean et Petit-Saguenay. Ces formes d'érosion montrent un tracé légèrement sinueux, lequel tend à suivre la disposition du réseau

hydrographique actuel. Pour leur part, les barres alluviales constituent des formes d'accumulation dont la hauteur n'excède généralement pas 1 m et peuvent atteindre près de 600 m de longueur. Elles ont surtout été notées le long des rivières Shipshaw, belle Rivière et Ashuapmushuan.

#### 3.5.1.3 Caractéristiques sédimentologiques

Ces dépôts sont généralement constitués de silts sableux, de sables et graviers ou bien de galets imbriqués, à stratifications subhorizontales ou entrecroisées, de couleur jaune clair (10YR 3/4) à beige brunâtre (10 YR 6/3). Dans les dépôts plus récents, il est possible d'observer de la matière organique entre les stratifications de sables et de graviers.

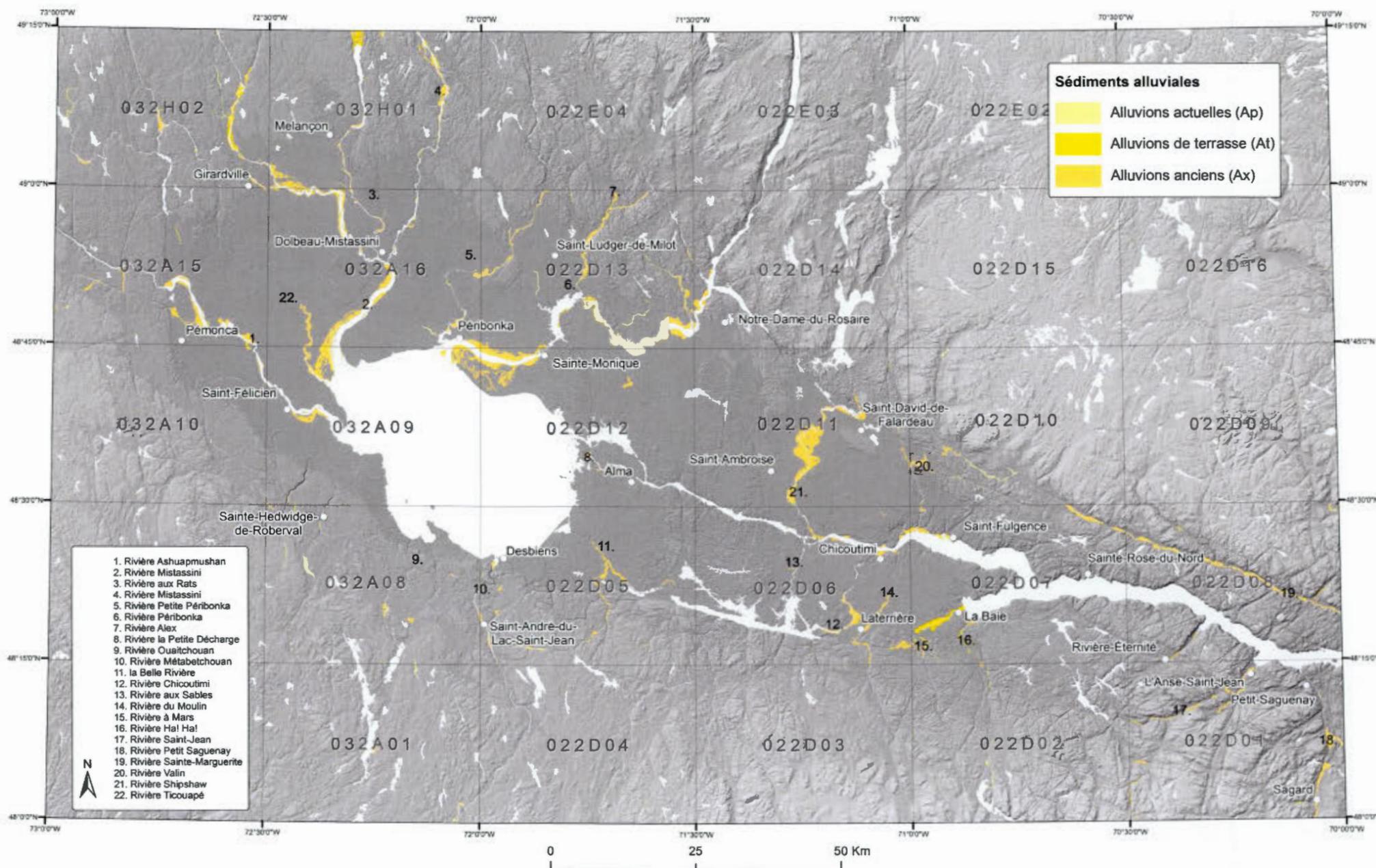


Figure 3.32 Répartition spatiale des alluvions (Ax, At, Ap).

### 3.6 Dépôts de versant (Cg et Ce)

#### 3.6.1 Origine

Les dépôts de versant ont été subdivisés selon leurs caractéristiques morphologiques en deux types distincts, soit les dépôts de glissements de terrain (Cg) et les dépôts d'éboulis (Ce). Ensemble, ils occupent une superficie de 46 km<sup>2</sup>, soit moins de 1 % du territoire cartographié.

#### 3.6.2 Les dépôts de glissements de terrain (Cg)

##### 3.6.2.1 Répartition spatiale, épaisseur et répartition spatiale

Les dépôts de glissements de terrain sous forme de coulée argileuse sont les plus fréquents sur l'ensemble du territoire. La superficie occupée par les dépôts de glissements de terrain est d'environ 43 km<sup>2</sup>, soit moins de 1 % du territoire cartographié. Ils sont particulièrement visibles près d'Albanel, Desbiens, Métabetchouan et Saint-Cœur-de-Marie dans la région du lac Saint-Jean puis Chicoutimi, Shipshaw et la Baie des Ha! Ha! dans la région du Saguenay. Les plus importants amphithéâtres de glissement sont localisés au NE de Shipshaw, soit à Saint-Jean-Vianney. Ces deux vastes glissements de terrain, survenus vers 1663 et le 4 mai 1971, occupent une superficie d'environ 26,8 km<sup>2</sup>, soit presque la moitié de la superficie totale couverte par cette unité cartographiée. Ces glissements de terrain ont fait l'objet de plusieurs travaux tel que montré dans la section des travaux antérieurs au chapitre 1.

##### 3.6.2.2 Géomorphologie

Les glissements de terrain s'observent dans les argiles de la Mer de Laflamme, notamment dans les secteurs fortement incisés et ravinés. Ils forment des amphithéâtres semi-circulaires, où l'on observe une zone de matériel effondré (Cg)

généralement pêle-mêle, formant des bourrelets relativement parallèles et séparés par des mares ou des dépressions bloquant le drainage naturel.

### 3.6.2.3 Caractéristiques sédimentologiques

Les dépôts de glissements de terrain sont généralement des mélanges hétérogènes formés d'argiles, de sables et graviers. On retrouve occasionnellement des blocs intacts de sédiments stratifiés, basculés, plissés, faillés et parfois fossilifères. Localement, ces dépôts contiennent des débris organiques (Scott, 1969; Hardy, 1970 ; Tavano et *al.*, 1971 ; Tremblay, 1965 et 1971a ; Dionne, 1972 ; Lasalle et Tremblay, 1978 ; Legget et Lasalle, 1978).

### 3.6.3 Les dépôts d'éboulis (Ce)

#### 3.6.3.1 Répartition spatiale, épaisseur, position stratigraphique

Étant fortement marqué par des systèmes de failles complexes, de diaclases et des directions de foliation variable, le socle rocheux de la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean est soumis à plusieurs contraintes mécaniques (principalement la gélifraction), lesquelles peuvent causer des éboulis rocheux. Sur l'ensemble du territoire cartographié, les dépôts d'éboulis occupent une superficie approximative de 2,3 km<sup>2</sup>. On les retrouve surtout dans les hautes-terres laurentiennes, en particulier au pied de certains escarpements rocheux situés dans les vallées escarpées dans les régions de L'Anse-Saint-Jean, Ferland, Hébertville, la Baie des Ha! Ha! et de Rivière-Éternité.

#### 3.6.3.2 Géomorphologie et caractéristiques sédimentologiques

Ces talus à pente généralement forte forment des accumulations de plus de 1m d'épaisseur constituées de blocs et de cailloux anguleux de taille centimétrique à métrique, non triés.

### 3.7 Les sédiments éoliens (Ed)

#### 3.7.1 Origine

Les sédiments éoliens sont mis en place via des processus d'érosion et d'accumulation occasionnés par le vent suivant le retrait de la Mer Laflamme, et ce, jusqu'à la colonisation des premières espèces végétales. Afin de simplifier la cartographie des formations meubles et d'accroître l'importance de l'unité lithostratigraphique sous-jacente, nous avons priorisé l'utilisation du symbole cartographique (formes éoliennes) plutôt que l'unité lithostratigraphique (Ed).

##### 3.7.1.1 Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique

Les sédiments éoliens occupent environ 108 km<sup>2</sup> (moins de 1 % de la zone d'étude) et se concentrent surtout au nord-ouest et au nord du Lac-Saint-Jean (dans les environs de Dydime, Albanel, Dolbeau-Mistassini et l'Ascension) où ils ont été édifiées à partir, ou à proximité, de deltas ou de plages d'origines glaciolacustres et glaciomarins (figure 3.33). L'épaisseur maximale (12 m) a été observée dans un champ de dunes à l'est de Normandin (arrêt 09RD070008). Stratigraphiquement, les sédiments éoliens surmontent les dépôts fluvioglaciers, glaciolacustres (sédiments deltaïques et littoraux) et glaciomarins (sédiments deltaïques et littoraux) (figure 3.2).

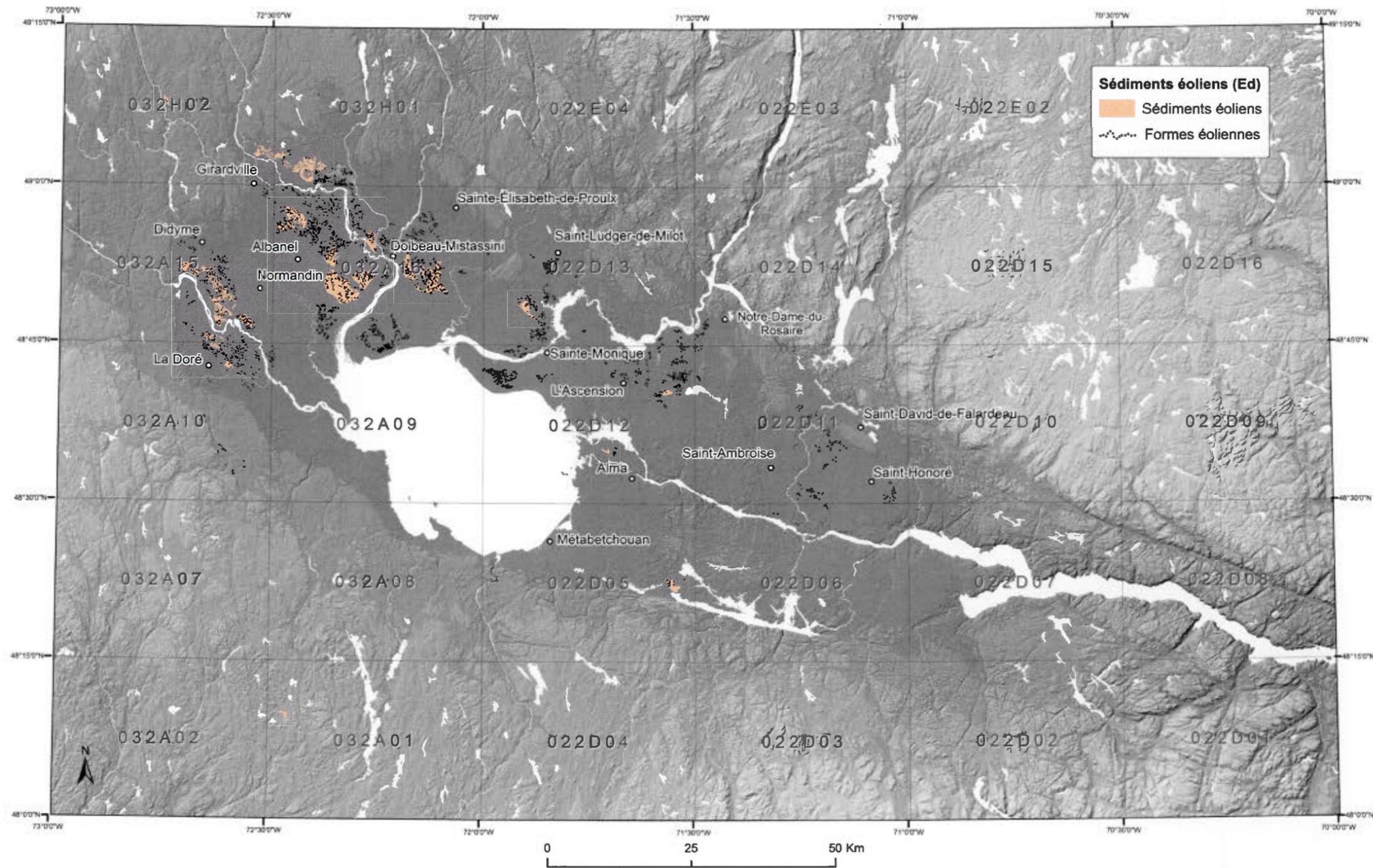


Figure 3.33 Répartition spatiale des sédiments éoliens (Ed) et des formes éoliennes

### 3.7.1.2 Géomorphologie

Les sédiments éoliens se présentent comme un mince placage sans forme particulière ou bien comme des dunes paraboliques. Ces formes d'accumulations sont généralement regroupées et disposées selon un axe NNE-SSO. Les dunes paraboliques atteignent régulièrement plus de 10 m de hauteur. Dans certains secteurs, en particulier au SO de Dolbeau-Mistassini, le déboisement intensif du couvert végétal dans le cadre des activités agricoles a conséquemment engendré une éolisation (réactivation) des dunes stabilisées.

### 3.7.1.3 Caractéristiques sédimentologiques

Les sédiments éoliens sont essentiellement constitués de sables fins à moyens, très bien triés, de couleur gris beige moyen (2.5 Y 6/6). Lorsque ceux-ci forment des dunes, on y observe des stratifications obliques planes à fort pendage ( $\geq 20^\circ$ ) (figure 3.34). Les mesures de paléocourants indiquent que les dunes ont été formées par des vents dominants en provenance du NO et NNO.



Figure 3.34 Transversale dans une dune parabolique de sables fins montrant des stratifications obliques planes ; 11 km au SSO de Saint-Ludger-de-Milot (arrêt EL07100153).

### 3.8 Les sédiments organiques indifférenciés (O)

#### 3.8.1 Origine, répartition spatiale et caractéristiques sédimentologiques

Les sédiments organiques indifférenciés couvrent 1039 km<sup>2</sup> (plus de 6 %) de la surface totale cartographiée. On les retrouve habituellement dans les dépressions mal drainées des hautes-terres laurentiennes et des basses-terres du Saguenay-Lac-Saint-Jean ou bien à la surface des grands complexes glaciomarins deltaïques de la vallée du Saguenay-Lac-Saint-Jean. Ces accumulations s'observent aussi dans les anciens chenaux fluviaux en bordure des principaux affluents (les rivières Shipshaw, Péribonka, aux Rats, Mistassini, Mistassibi, Ashuapmushuan et Sainte-Marguerite). Les accumulations les plus importantes ont été identifiées au nord du lac Saint-Jean à la surface complexes deltaïques des rivières Ashuapmushuan, Mistassini et Péribonka. Ils sont constitués de tourbe plus ou moins décomposée, ou bien de sables silteux amalgamés à de la matière ligneuse. Ces accumulations sont souvent entourées d'une lisière arborescente. Ces sédiments forment l'unité sommitale de la séquence lithostratigraphique (figure 3.2).

### 3.9 Les dépôts lacustres (Lb)

#### 3.9.1 Origine, répartition spatiale et position stratigraphique

Les sédiments lacustres sont mis en place dans le bassin successeur de la Mer de Laflamme. Ils occupent une superficie d'environ 4 km<sup>2</sup> (moins de 1 %) du territoire cartographié. Ils sont surtout présents sur la rive est du lac Saint-Jean, entre Saint-Henri-de-Taillon et de Métabetchouan, à une altitude comprise entre le niveau actuel du lac Saint-Jean (niveau fluctuant entre 96 et 100 m) et 126 m (Roy et *al.*, 2011). L'épaisseur maximale (2 m) a été observée sur la plage à Belley, près de Saint-Henri-de-Taillon. Cette unité repose sur les sédiments glaciomarins dans les basses-terres du Saguenay-Lac-Saint-Jean (figure 3.2).

### 3.9.2 Caractéristiques sédimentologiques

Les sédiments lacustres proviennent essentiellement du remaniement des unités sous-jacentes (sédiments glaciomarins). Il s'agit surtout de sables moyens à fins, mais aussi de sédiments plus grossiers tels que des graviers et des galets, bien triés et stratifiés, de couleurs brun jaunâtre (2.5 Y 6/2).

## CHAPÎTRE IV

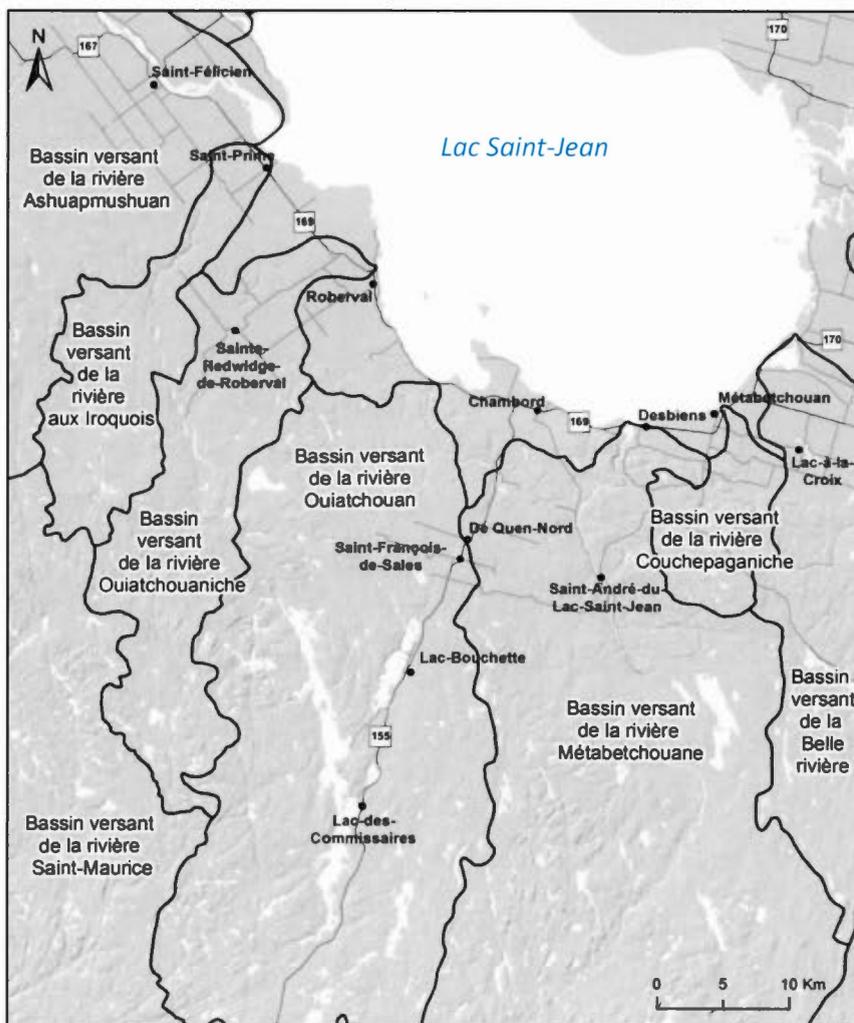
### L'ÉVOLUTION DES BASSINS GLACIOLACUSTRES SUR LES HAUTES- TERRES DU SUD DU LAC-SAINT-JEAN

Le retrait de l'Inlandsis laurentidien a engendré la formation de plusieurs lacs d'obturation glaciaire sur le territoire cartographié, notamment dans les hautes-terres au sud du lac Saint-Jean. Dans ce chapitre, on présente d'abord un bref survol des travaux antérieurs portant sur les lacs proglaciaires de cette région, puis on présente, d'ouest en est, l'altitude, l'étendue et l'évolution des principaux lacs proglaciaires ayant existé, dans les bassins versants des rivières Ouiatchouaniche, Ouiatchouan, Métabetchouan et Couchepaganiche (figure 4.1). Cette reconstitution paléogéographique est basée sur la répartition spatiale et altitudinale des dépôts glaciolacustres cartographiés dans le cadre du programme *PACES*.

#### 4.1 Les travaux antérieurs

Laflamme (1893) a été le premier à suggérer l'existence d'une série de petits lacs d'obturation glaciaire qui se seraient graduellement drainés vers le lac Saint-Jean à partir d'exutoires situés au sud d'Hébertville. Par la suite, Lasalle (1966) a identifié des vestiges de lacs d'obturation glaciaire au sud du lac Saint-Jean, notamment dans la région de Saint-André-du-Lac-Saint-Jean et le long de la rivière Métabetchouan. Tremblay (1966, 1968, 1971a) a également noté la présence de sédiments d'origine glaciolacustre dans la vallée de la rivière Métabetchouan, mais aussi dans les environs du lac Bouchette. Selon lui, l'obturation par la glace, du drainage en direction du lac Saint-Jean aurait engendré la formation successive de plusieurs lacs proglaciaires, lesquels auraient été occasionnellement reliés entre eux. Le delta de contact glaciaire

près de Saint-François-de-Sales témoignerait de l'altitude de l'une de ces phases (340 m) et de l'emplacement de la marge glaciaire durant de son retrait. Finalement, Lasalle et Tremblay (1978) ont identifié d'autres dépôts glaciolacustres entre Saint-Hedwidge-de-Roberval et de Saint-André-du-Lac-Saint-Jean et mesuré plusieurs niveaux de terrasses le long de la rivière Métabetchouan. La phase la plus élevée se situait à 275 m d'altitude.



**Figure 4.1** Les bassins versants visés par la présente étude au sud du lac Saint-Jean.

## 4.2 Le bassin versant de la rivière Ouiatchouaniche

Plusieurs indices suggèrent qu'un lac proglaciaire aurait occupé de manière diachronique une vaste partie de la vallée de la rivière Ouiatchouaniche ainsi qu'une portion des bassins versants avoisinants : au sud-ouest dans le bassin versant de la rivière Saint-Maurice, à l'ouest dans celui de la rivière aux Iroquois et à l'est dans celui de la Ouiatchouan (figure 4.1). À l'ouest du lac Chabanel, un delta dont la surface culmine à 411 m d'altitude témoigne de l'élévation maximale atteinte par ce lac glaciaire dans la partie amont du bassin versant. Au NE de Saint-Hedwidge-de-Roberval, un delta (232 m) indique le niveau le plus bas de ce lac proglaciaire (figure 4.2).

Lors de sa phase la plus élevée (411 m), la marge glaciaire devait se trouver un peu au nord du lac Chabanel, mais elle devait couvrir la région immédiatement au SE puisqu'un delta juxtaglaciaire a été mesuré à 393 m (figure 4.2). À cette période de la déglaciation, la marge glaciaire devait former un axe NO-SE. La présence de sédiments glaciolacustres au sud de la ligne de partage des eaux séparant les bassins versants de la rivière Saint-Maurice et celui de la rivière Ouiatchouaniche, suggère que ce lac proglaciaire s'étendait vers le SO (lac des Trois Sœurs) à ce stade de la déglaciation. L'absence de relevé terrain dans ce secteur ne nous permet pas de déterminer précisément le mécanisme de retenue de ce lac proglaciaire. Celui-ci devait se trouver au-delà du territoire cartographié, dans le bassin versant de la rivière Saint-Maurice.



En se retirant vers le NE, comme le suggère l'orientation des eskers entre le lac Rodez et le Grand lac Vert, la marge glaciaire a progressivement libéré une série d'exutoires de part et d'autre de la vallée de la rivière Ouiatchouaniche, ce qui a eu pour effet d'abaisser le niveau de ce lac proglaciaire à 370 m. Plusieurs exutoires sont possibles pour expliquer ce phénomène : vers le SO, soit en direction du bassin versant de la rivière Saint-Maurice (380 et 370 m) ou vers l'est en direction du bassin versant de la rivière Ouiatchouan (390 m et 370 m) (figure 4.2). Lorsque la marge glaciaire se positionne au nord du lac à Guy (delta à 370 m), l'altitude du plan d'eau s'abaisse à nouveau comme le suggèrent les deltas juxtaglaciaires situés au nord du lac Rond (336 m) et à l'ouest du lac Saint-Pierre (343 m). Pour expliquer cette phase glaciolacustre (370 m), on propose une position de la marge glaciaire entre le delta du lac à Guy (370 m) et le sud du lac Vallée. L'orientation du front glaciaire (ONO-ESE) est donnée par la disposition spatiale des crêtes morainiques identifiées dans le secteur du lac aux Iroquois et de Saint-François-de-Sales. Un col dans la vallée du lac Équerres (370 m) a durant cette période formé un lien entre les lacs proglaciaires évoluant à la même élévation dans les bassins versants des rivières Ouiatchouaniche et Ouiatchouan. La présence des deux deltas juxtaglaciaires (343 m et 336 m) au nord du lac Rond et par permet de définir une nouvelle position de la marge glaciaire au nord du lac Rond (figure 4.2). La présence de sédiments glaciolacustres de part et d'autre de la ligne de partage des eaux avec le bassin versant de la rivière Ouiatchouan, à l'est, suggère une phase glaciolacustre à 340 m coalescente de ces deux bassins versants (figure 4.2). C'est probablement durant cette phase que les rythmites sablo-silteuses (327 m) ont été mises en place à l'ouest du lac Rond sous une profondeur minimale de 9 m. Cette phase glaciolacustre semble avoir été relativement brève, puisqu'il ne fallut qu'un recul d'environ 5 km de la marge glaciaire avant de libérer consécutivement deux exutoires : un à l'ouest du lac des Cèdres (320 m) et l'autre à l'est du lac à Foire (300 m). D'après l'élévation des sédiments deltaïques près du lac du Curé (320 m) et du lac Rond (320 m) de même

que la présence des littoraux (295 et 299 m) près de Saint-Hedwidge-de-Roberval, on propose deux positions de la marge glaciaire : un premier front au nord du lac des Cèdres et un second front au nord du lac à Foire (figure 4.2). Au NE de Saint-Hedwidge-de-Roberval, un delta juxtaglaciaire (232 m) témoigne de la dernière phase glaciolacustre identifiée dans ce bassin versant. Le drainage final de ce lac proglaciaire s'est effectué en direction du lac Saint-Jean alors que l'Inlandsis laurentidien occupait la dépression structurale. Au cours de cette vidange, des galets d'argile provenant des parties profondes du lac proglaciaire, probablement de la région de Saint-Hedwidge-de-Roberval, ont été érodés durant le drainage de celui-ci, puis incorporés à la terrasse de kame qui se mettait en place au sud de Roberval.

#### 4.3 Le bassin versant de la rivière Ouiatchouan

La présence de sédiments glaciolacustres le long du lac des Commissaires et de la rivière Ouiatchouan suggèrent qu'un lac proglaciaire a évolué entre 415 m dans la partie amont du bassin versant de la rivière Ouiatchouan et 296 m dans sa partie aval. L'orientation des formes juxtaglaciaires (eskers et moraines) indique que la marge glaciaire était orientée plus ou moins O-E au sud du lac des Commissaires et NO-SE dans la région de Saint-François-de-Sales.

La présence de sédiments glaciolacustres et des gradins d'érosion glaciolacustre (environ 412 m) révélées à partir de la photo-interprétation et du modèle numérique de terrain près des lacs Écarté, aux Pins et Mirage suggèrent qu'un lac proglaciaire s'est développé dans ce secteur, et ce, jusqu'à une élévation de 415 m (figure 4.2). Comme ce dernier est localisé à l'extrémité sud de la zone d'étude et que peu d'observations de terrain ont été effectuées dans ce secteur, l'extension méridionale de ce lac proglaciaire demeure inconnue. Considérant que le drainage actuel s'effectue vers le nord, nous croyons que les eaux de ce bassin glaciolacustre ont dû talonner la marge glaciaire jusqu'à l'ouverture d'un exutoire de plus basse altitude

(410 m) à l'ouest du lac au Mirage (figure 4.2). Conséquemment, les eaux de ce lac proglaciaire se sont déversées en direction du lac des Commissaires.

Au sud de la vallée du lac des Commissaires on retrouve des littoraux à une élévation de 379 m (nord) et 369 m (sud), qui témoignent de la phase glaciolacustre la plus élevée. Si l'on suppose que ces deux phénomènes sont synchrones, l'altitude de ces paléorivages témoignerait d'un taux de gauchissement glacio-isostatique d'environ 0,9 m/km. Puisque les littoraux identifiés près du lac Prinzèles (6 km au nord) sont à une altitude inférieure (352 et 362 m), un front glaciaire est proposé au sud du lac Prinzèles pour expliquer la phase glaciolacustre (380 m) précédente. La présence d'un delta juxtaglaciaire (375 m) à l'est du lac Bouchette et des sédiments deltaïques (370 m) au NO du lac des Commissaires permet d'établir une position de la marge glaciaire au nord du lac Prinzèles. Durant cette phase glaciolacustre (375 m), le front de l'inlandsis devait s'orienter NO-SE (figure 4.2). C'est vraisemblablement durant cet épisode que des rythmites sablo-silteuses (340 m) ont été mises en place sous une profondeur minimale de 35 m. Le retrait de la marge glaciaire en direction du NE permet l'ouverture consécutive de deux exutoires : un premier au NE du lac Plat (370 m) et un second à l'est du lac des Bouleaux (360 m). Deux fronts glaciaires orientés NO-SE sont proposés pour expliquer ces phases subséquentes (figure 4.2). Quelques kilomètres au NE de cette position, un delta juxtaglaciaire (332 m) et un segment de moraine majeure se mettent en place près de Saint-François-de-Sales : un front glaciaire orienté NO-SE est donc proposé. Comme nous l'avons démontré dans la section précédente, la présence de sédiments glaciolacustres (littoraux et deltas) de part et d'autre de la ligne de partage des eaux, vient encore une fois suggérer l'existence d'une phase glaciolacustre (332 m) qui aurait occupé à la fois les bassins versants des rivières Ouiatchouaniche, Ouiatchouan et Métabetchouan durant cette période. Le drainage de ce grand lac proglaciaire s'est effectué lors de l'ouverture d'une série d'exutoires au NE de Saint-François-de-Sales en direction de la rivière Métabetchouan.

#### 4.4 Le bassin versant de la rivière Métabetchouan

D'après la répartition spatiale et altitudinale des sédiments glaciolacustres répertoriés dans le bassin versant de la rivière Métabetchouan, nous proposons qu'un lac proglaciaire a envahi la partie aval de la rivière Métabetchouan à une altitude comprise entre 330 m et de 232 m (figure 4.2). Les deltas juxtaglaciaires (332 et 330 m) de Saint-François-de-Sales et de Saint-André-du-Lac-Saint-Jean témoignent de l'élévation minimale atteinte par ce lac proglaciaire et conséquemment, une position de la marge glaciaire (figure 4.2). C'est durant cette phase glaciolacustre (330 m) que les rythmites-argileuses (270 m) observées au sud de Saint-André-du-Lac-Saint-Jean auraient été mises en place sous une colonne d'eau de plus de 50 m. Cette estimation corrobore avec celle émise par Veillette (1988) concernant la hauteur de la colonne d'eau requise pour la mise en place de sédiments d'eau profonde comparable. La présence de sédiments deltaïques entre 316 et 208 m au nord de Saint-François-de-Sales témoigne de l'abaissement graduel vers l'est du lac proglaciaire suivant la phase glaciolacustre de 330 m précédemment décrite. Pour expliquer cette diminution, nous proposons un front glaciaire (290 m) entre le lac à Belley et les crêtes morainiques au nord du lac de l'Abbé (figure 4.2). Au contact de la marge glaciaire, les eaux glaciolacustres ont probablement accéléré la fonte des glaces et provoqué des irrégularités de la marge glaciaire comme l'indique la bifurcation des crêtes morainiques au sud du lac Skein (figure 4.2). L'ouverture d'un exutoire au SE du lac Skein a entraîné un important drainage vers l'est, en direction des basses-terres du Saguenay-Lac-Saint-Jean mettant en place des sédiments deltaïques (240 et 232 m) et littoraux (243 m). Un front glaciaire est proposé immédiatement au nord de ces dépôts pour expliquer cette phase glaciolacustre (240 m ; figure 4.2). Le drainage final de ce lac survient lorsque la marge glaciaire atteint l'escarpement de faille, période au cours de laquelle une terrasse de kame a été mise en place au contact du front glaciaire et des hautes-terres, au sud de Desbiens (figure 4.2)

#### 4.5 Le bassin versant de la rivière Couchepaganiche

On retrouve au NO du lac à Basile des sédiments glaciolacustres témoignant de l'existence d'un lac glaciaire dont l'altitude a varié de 320 m dans la partie amont du bassin versant à 208 m dans sa partie aval (figure 4.2). Les sédiments glaciolacustres identifiés de part et d'autre de la ligne de partage des eaux suggèrent que la portion ouest du bassin versant fut envahie par l'extension occidentale d'une phase régressive du paléolac qui a existé dans la vallée de la rivière Métabetchouan entre 330 et 240 m. La fonte accélérée de la marge glaciaire au contact des eaux glaciolacustres semble avoir favorisé une réorganisation de la marge glaciaire ; le front glaciaire bifurque vers le NE. À ce stade de la déglaciation, l'élévation du paléolac devait être d'environ 240 m. Lorsque le front de l'Inlandsis laurentidien libère les hautes-terres au sud de Desbiens, les eaux glaciolacustres se déversèrent en direction des basses-terres du Saguenay-Lac-Saint-Jean par l'entremise de la Belle-Rivière. La présence de chenaux abandonnés dans les sédiments glaciolacustres et glaciomarins deltaïques près de Lac-à-la-Croix témoigne de ce drainage final. La dernière phase glaciolacustre dans ce bassin versant devait être à une élévation de 210 m.

#### 4.6 Discussions et recommandations futures

Les travaux de cartographie effectués dans le cadre du projet PACES permettent de dresser un premier bilan de l'évolution des lacs proglaciaires au sud du lac Saint-Jean. Comme nous l'avons démontré tout au long de ce chapitre, ces lacs proglaciaires ont évolué du sud vers le nord des bassins versants, et ce, suivant la configuration de la marge glaciaire et l'ouverture d'exutoire de plus basse altitude. La répartition spatiale et altitudinale des sédiments glaciolacustres et la présence de plusieurs chenaux abandonnés associés au drainage des lacs proglaciaires suggèrent une vidange généralement de l'ouest vers l'est, pour finalement se déverser en direction de la dépression structurale du Saguenay-Lac-Saint-Jean. Aussi, les positions de la marge glaciaire que nous proposons au sud du lac Saint-Jean, nous

permettent de confirmer l'existence de plusieurs phases glaciolacustres coalescente (370, 360, 334, 330, 320 et 240 m) entre les bassins versants des rivières Ouiatchouan, Ouiatchouaniche, Métabetchouan et Couchepaganiche.

En somme, cette première ébauche régionale permet de préciser l'étendue, l'altitude et l'évolution des lacs proglaciaires au sud du lac Saint-Jean. Toutefois, une étude détaillée dans certains secteurs (le long de la rivière aux Iroquois, au sud du lac Rodez, en amont de la rivière Métabetchouan et dans les bassins versants au sud du lac Kénogami) permettrait de définir plus précisément l'étendue de certaines phases glaciolacustres et les modalités du drainage vers l'est des lacs proglaciaires au sud du Saguenay-Lac-Saint-Jean.

## CHAPITRE V

### MODÉLISATION DE LA PHASE MARINE MAXIMALE AU SAGUENAY-LAC-SAINTE-JEAN

Ce chapitre présente une modélisation de l'étendue, de la profondeur et du gauchissement des paléorivages associés à la phase maximale de la Mer de la Laflamme. Il se décline en quatre sections : dans la première, on rappelle les principaux travaux antérieurs touchant l'altitude maximale atteinte par la Mer de Laflamme alors que dans la seconde et troisième partie on présente la méthodologie ainsi que les principaux résultats de cette modélisation. Finalement, dans la quatrième section, on présente un bilan de la modélisation.

#### 5.1 Les principaux travaux sur l'altitude maximale atteinte par la Mer de Laflamme

Plusieurs auteurs ont révélé des indices de submersion marine leur permettant de déterminer l'altitude maximale atteinte par la Mer de Laflamme. Bien que l'essentiel de leurs observations ait été effectué lors de missions destinées essentiellement à la cartographie de la roche en place, certains de ces travaux constituaient, encore aujourd'hui, l'essentiel de nos connaissances concernant l'extension maximale de ce plan d'eau. On présente ici un bref survol chronologique des principales observations sur les limites de la submersion de la Mer de Laflamme.

Laflamme (1882, 1886 et 1893) a été le premier à reconnaître que la région du Lac-Sainte-Jean a été envahie par une mer intérieure. Ses travaux au sud du lac Sainte-Jean lui ont permis de répertorier de nombreux sites fossilifères et plusieurs plages

soulevées lui permettant de définir le niveau maximal de la Mer de Laflamme à environ 76 m au-dessus du lac Saint-Jean (environ 95 m avant la mise en place du barrage de l'Isle Maligne), soit l'équivalent de 171 m (a.s.l). Barlow, Gwillim et Faribault (1912) ont observé une ligne de rivage à l'ouest du Lac-Saint-Jean (près de la rivière Chamouchouane) leur permettant de rehausser à 197 m le niveau maximal atteint par la Mer de Laflamme. Cette estimation est supérieure à celle que feront par la suite Lougee, (1953 ; 189 m), Laverdière et Mailloux (1956 ; 182 m) et Lasalle (1965, 1969 ; 165 m) dans la région du Lac-Saint-Jean. Les travaux exécutés par Tremblay (1965, 1971a) lesquels ont été repris dans le rapport de Lasalle et Tremblay (1978) ont permis de revoir à la hausse le niveau maximal atteint par la Mer de Laflamme au nord du lac Saint-Jean et de confirmer les différences régionales dans l'altitude maximale atteinte par cette mer épicontinentale ; ces auteurs présentent une limite marine maximale à 198 m au nord du lac Saint-Jean et de 168 m au SE de celui-ci. Durant leurs travaux à l'embouchure de la rivière Saguenay, Dionne et Occhietti (1996) ont identifiés un delta perché dont l'élévation (120 à 130 m) correspondrait au niveau maximal de l'invasion marine suivant la mise en place de la Moraine de Saint-Narcisse.

## 5.2 Méthodologie

Parmi les outils disponibles pour modéliser l'étendue maximale couverte par la Mer de Laflamme, l'utilisation des lignes de rivages est considérée par plusieurs auteurs comme une méthode efficace pour préciser l'aire d'extension d'un lac glaciaire ou d'une mer postglaciaire (Veillette, 1983 et 1988 ; Vincent et Hardy, 1977 ; Hardy, 1977). Au cours des dernières années, cette méthode fut employée à plusieurs reprises par différents auteurs (Clark et *al.*, 2004 ; Leverington et *al.*, 2002 ; Nadeau, 2011 ; Ménard, 2012 et Milette, 2013) afin de reproduire les différents niveaux de lacs glaciaires. Toutefois, comme les limites de délavage sont souvent rares, faiblement

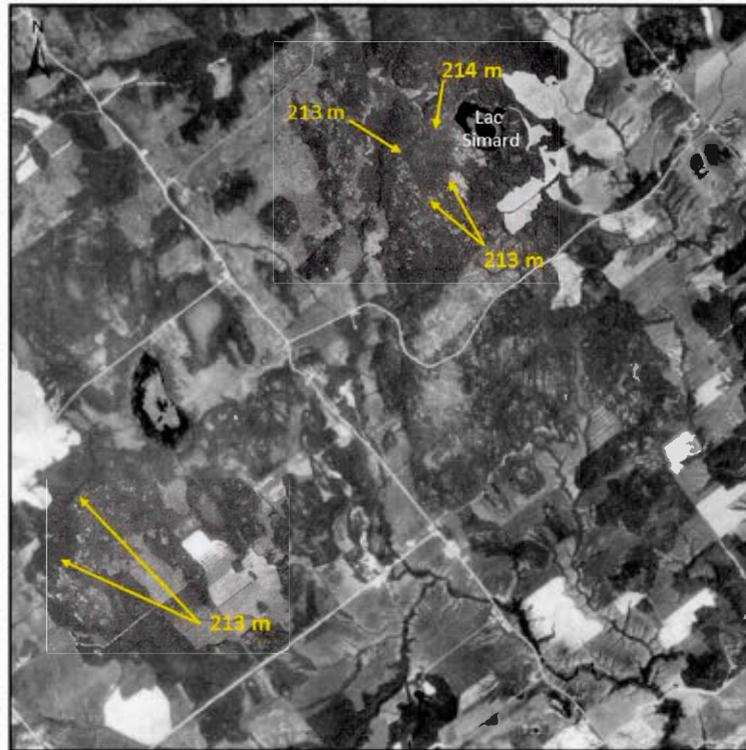
développées ou trop fragmentaires sur un vaste territoire, il peut s'avérer difficile d'établir une corrélation systématique entre celles-ci et déterminer l'altitude maximale atteinte par un plan d'eau (Veillette, 1988). Par conséquent, l'utilisation des données d'élévation provenant de différents indices de submersion telle que les crêtes d'eskers aplanies, la présence de dépôts sableux à des altitudes concordantes sur une grande superficie ou encore l'altitude de la surface des deltas les plus élevées, peuvent dans certains cas, permettre d'établir des corrélations plus systématiques de l'altitude maximale atteinte par un plan d'eau (Veillette, 1988). Dans le cadre de la présente étude, nous avons utilisé deux types de mesure afin de modéliser l'étendue de la submersion postglaciaire sur l'ensemble du territoire cartographié : l'altitude des limites de délavage et celles des deltas glaciomarins les plus élevés.

## 5.2.1 Les données utilisées

### 5.2.1.1 Les mesures sur les limites de délavage

Les limites de délavage se présentent généralement comme une encoche dans la nappe de till, au pied de laquelle, le substrat rocheux est mis à nu par l'action des vagues de tempête (figure 5.1). Ces formes reliques ont été identifiées sur l'ensemble du territoire à partir des photos aériennes (échelle 1 : 40 000) et par la suite, mesurées à l'aide du logiciel *Summit Evolution 6.8*. Ce logiciel de visualisation tridimensionnelle d'images alphanumériques intègre les fonctions de base de la photogrammétrie et permet d'afficher des photographies aériennes en 3D et d'effectuer des mesures rapides et précises de positionnement géographique (coordonnées X, Y et Z). Pour se faire, les photos aériennes ont dû être préalablement importées dans le logiciel de stéréoscopie *Summit Evolution 6.8* afin d'orthorectifier chacune des photos aériennes à l'aide de points de contrôle dont les positions géographiques (X et Y) et l'altitude (Z) étaient préalablement connues.

Trois manipulations distinctes sont requises à cette fin : l'orientation interne, l'orientation relative ainsi que l'orientation absolue (Paradis et *al.*, 2000).



**Figure 5.1** Exemple montrant des limites de délavage à l'est de Didyme au nord du Lac-Saint-Jean (Q91303\_033). On retrouve au SO du lac Simard, une ligne de rivage plus ou moins continue s'étalant sur environ 1,5 km et dont l'altitude moyenne est de 213 m.

L'orientation interne permet de définir la distance focale de la caméra utilisée lors de la prise de la photo aérienne et d'enregistrer le plus précisément possible la distance entre les marques fiducielles généralement situées dans les quatre coins de la photo. L'étape de l'orientation relative consiste à recréer la vision stéréoscopique en jumelant un minimum de cinq points sur l'image de gauche avec celles des mêmes points sur l'image de droite. Finalement, l'orientation absolue permet d'attribuer des coordonnées géographiques en X, Y et Z à partir de couches vectorielles des routes,

des étendues d'eau, des courbes topographiques et des points d'élévation à l'échelle 1 : 20 000 par la BDTQ (Ministère des Ressources naturelles, 1999). Cette technique également employée par Paradis et *al.* (1998) lors de la cartographie des formations superficielles dans la région de la Baie de Ha! Ha! a démontré qu'il était possible d'obtenir une précision pouvant atteindre 0,44 m suivant les axes X et Y et de 0,54 m en altitude (Z). De plus, la précision et la rapidité offerte par cette méthode permettent d'effectuer rapidement un grand nombre de mesures sur l'ensemble d'un territoire, et ce, sans des vérifications supplémentaires sur le terrain.

Lorsque cela était possible, plusieurs mesures d'altitude ont été déterminées sur le pourtour d'une même ligne de rivage dans le but d'obtenir une valeur médiane et de réduire l'hétérogénéité de certaines valeurs causée par différents facteurs pouvant influencer l'altitude des lignes de lessivages (irrégularité de la configuration de la marge glaciaire, fonte tardive de culots de glace, force des vents dominants, etc...).

#### 5.2.1.2 Les mesures de l'altitude des deltas glaciomarins

Afin de déterminer l'extension maximale de la Mer de Laflamme, nous avons également employé des données d'élévation provenant des deltas maximaux mis en place au contact de la glace ou à proximité de la marge glaciaire. Par souci d'uniformisation, les mesures d'élévation ont été réalisées au sommet des deltas à l'aide d'un DGPS (*Differential Global Positioning System*). Contrairement au GPS conventionnel (*Global Positioning System*), l'utilisation du DGPS permet d'obtenir des mesures très précises, où la marge d'erreur est souvent inférieure à un mètre. À des fins de calibration, les mesures obtenues à partir du DGPS ont été calibrées en utilisant un réseau de stations fixes de référence dont la position géographique et l'altitude sont exactement connues.

### 5.2.2 La modélisation de l'étendue maximale de la Mer de Laflamme

Dans le cadre de cette étude, les mesures d'élévation obtenues sur les limites de délavages et les deltas les plus élevés ont été interpolées à l'ensemble de la région à l'étude à l'aide de l'outil « *Trend* » du logiciel ArcGIS 10. Cette étape de la modélisation a permis de produire une surface plane moyenne du plan d'eau. Cette opération géostatistique nous a permis d'obtenir des valeurs intermédiaires entre chacune des données d'élévation existantes (limites de délavage et deltas les plus élevés) et de déterminer l'orientation du gauchissement glacio-isostatique pour l'ensemble du territoire.

Le modèle obtenu à partir de ce logarithme a par la suite été validé à l'aide d'une droite de régression. Cette étape permet de vérifier la relation qui existe entre la distribution altitudinale des indicateurs de submersion et leur distance par rapport à un point d'origine (plus basse limite marine mesurée) et de calculer le gauchissement du plan d'eau. Ainsi, plus la valeur du coefficient de corrélation obtenue à partir de cette régression linéaire se rapproche de 1, plus la relation entre l'altitude des paléorivages et la distance par rapport au point d'origine est forte.

## 5.3 Résultats

### 5.3.1 Altitude maximale de la Mer de Laflamme

Sur l'ensemble du Saguenay-Lac-Saint-Jean, nous avons identifié et mesuré 130 sites où des limites de délavages étaient présentes. Dans le cadre de cette modélisation, ces mesures ont été regroupées en 88 limites de délavage principales (figure 5.2). Ces mesures de submersion maximale ont été enregistrées surtout dans la portion nord du Lac-Saint-Jean, près de Didyme, de Mélançon, Saint-Stanislas, Sainte-Élisabeth-de-Proulx et Sainte-Jeanne-d'Arc. À l'est du lac Saint-Jean celles-ci sont moins nombreuses. Elles sont davantage visibles sur le pourtour des hautes collines du seuil

de Kénogami. La répartition spatiale des limites de délavages semble démontrer que celles-ci ont été formées dans les secteurs ouverts et exposés aux vagues de tempêtes dans le bassin de la Mer de Laflamme. Quant aux deltas les plus élevés, ils ont été identifiés au débouché des principales rivières s'écoulant des hautes-terres ou bien au contact de la marge glaciaire. Sur l'ensemble du territoire, 19 deltas ont été mesurés (figure 5.2).

L'ensemble des données montre que les mesures les plus élevées (limite de délavage à 216 m près de Mélançon et un delta à 215 m près de Girardville) se retrouvent au NO du Lac-Saint-Jean et les plus basses (delta à 137 m près de Petit-Saguenay) à l'ESE du territoire cartographié. Les valeurs altitudinales obtenues à partir des limites de délavage concordent généralement avec celles obtenues à partir des complexes deltaïques. Par exemple, l'élévation des deltas juxtaglaciaires situés au nord du Lac-Saint-Jean entre Sainte-Monique (193 m) et Saint-Ludger-de-Milot (196 m) sont analogues avec l'altitude déduite des limites de délavage à l'ouest de Saint-Jeanne-d'Arc (196 à 198 m). Des comparaisons similaires sont également constatées à l'est du lac Saint-Jean, notamment dans la vallée du Saguenay, où le vaste complexe deltaïque de la rivière Shipshaw (189 m) se compare aux limites de délavage identifiées entre Saint-Ambroise et l'Ascension, lesquelles sont généralement de 190 m.

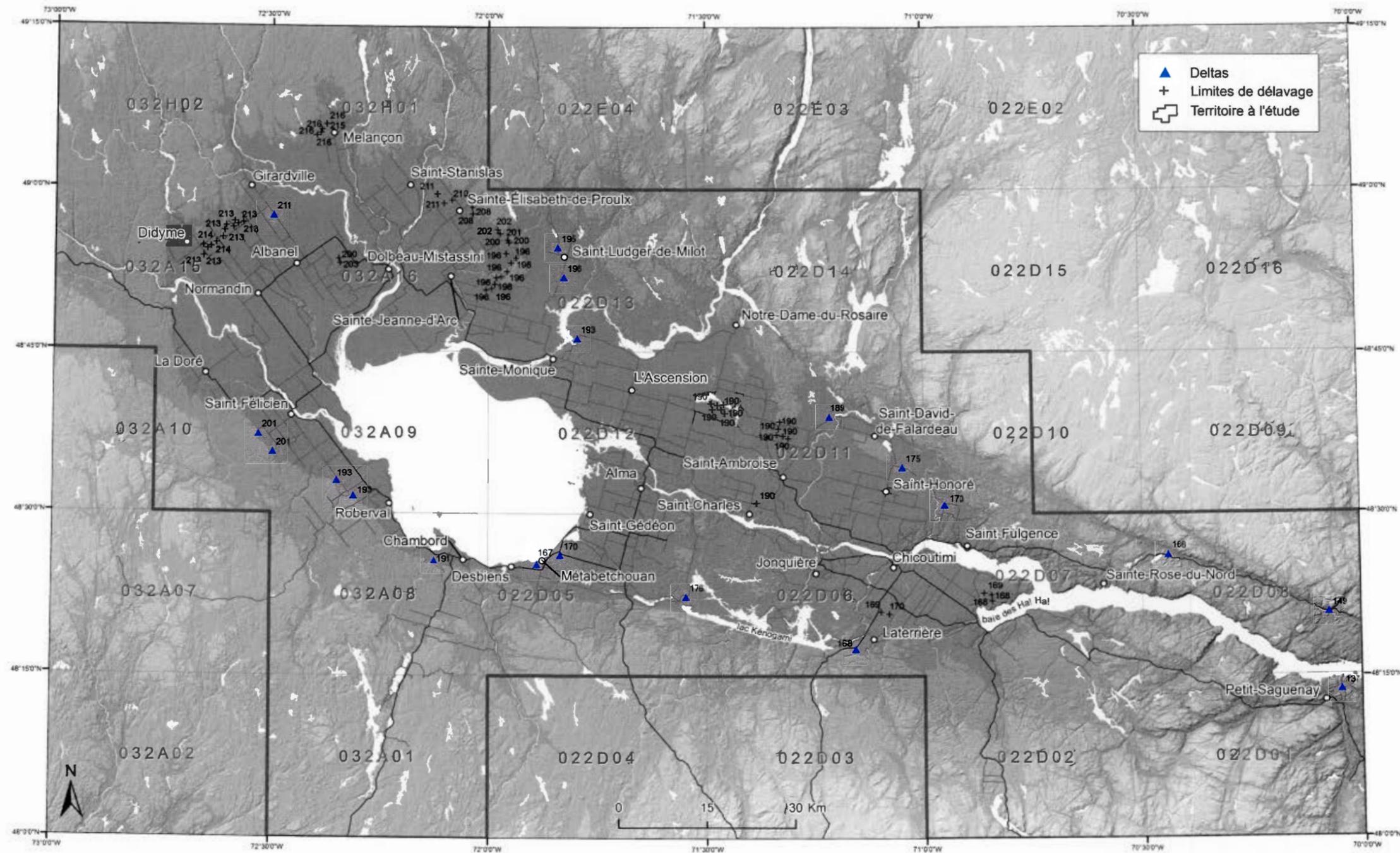


Figure 5.2 Répartition spatiale et altitude des principales limites de délavage et des deltas les plus élevés.

### 5.3.2 Le gauchissement des lignes de rivages et orientation de l'enfoncement glacio-isostatique

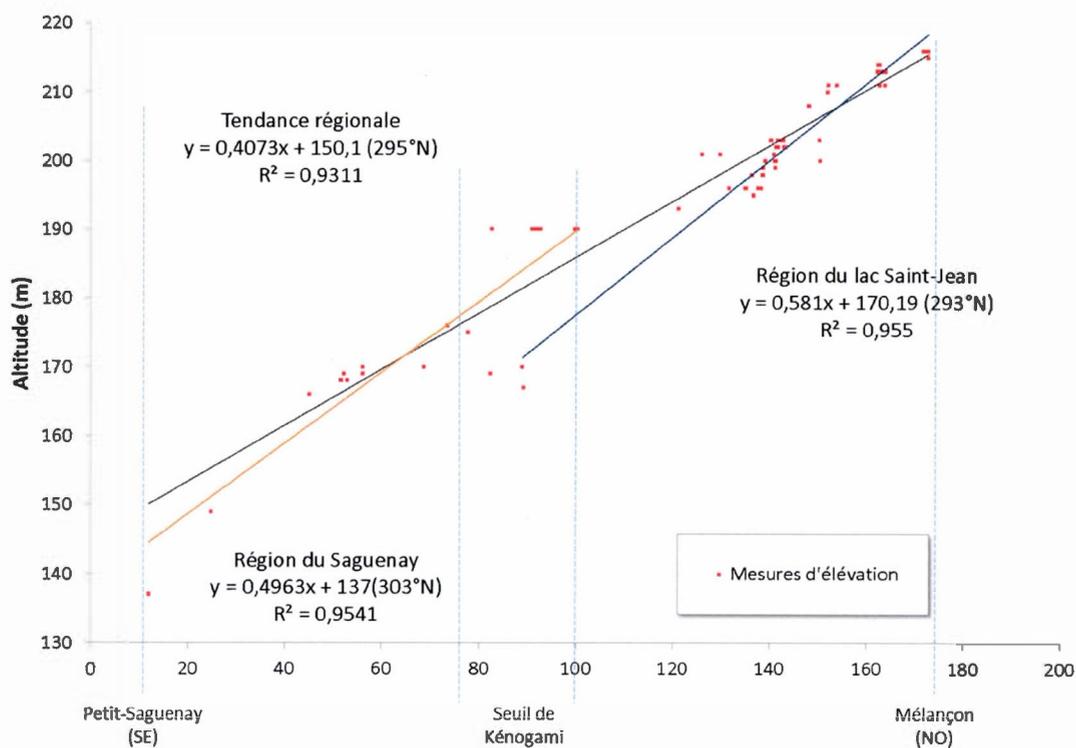
En utilisant les données d'altitude retenues des 88 limites de délavage et des 18 deltas les plus élevés, nous avons calculé une surface de tendance pour l'ensemble du Saguenay-Lac-Saint-Jean. D'après ce modèle, le gauchissement isostatique de la Mer de Laflamme aurait été de 0,41 m/km en direction du NO (306°N) (Tableau 5.1 et figure 5.3). Le coefficient ( $R^2$ ) de 0,93 montre une forte corrélation des données mesurées avec cette surface de tendance. Ce taux de gauchissement est comparable avec le rebond glacio-isostatique de 0,45 m/km proposé par Lasalle (1965) ainsi que celui avancé par Roy et *al.* (2011) de 0,47 m/km pour la région du Lac-Saint-Jean, à partir de nos résultats préliminaires. Les isobases des paléorivages maximaux modélisés par cette surface de tendance sont présentés à la figure 5.4.

Tableau 5.1 Coefficients de variations et gauchissement glacio-isostatique

Secteur visé par la modélisation	Coefficients de corrélation ( $R^2$ )	Valeur arrondie	Taux de gauchissement	orientation du gauchissement
Région du Saguenay-Lac-Saint-Jean	0,9311	0,93	0,41 m/km	295°N
Région du Lac-Saint-Jean	0,955	0,96	0,58 m/km	293°N
Région de la vallée du Saguenay	0,9541	0,95	0,5 m/km	303°N

Considérant le caractère diachronique du phénomène mesuré, lequel se reflète notamment par les différences régionales observées dans la distribution des altitudes maximales de la Mer de Laflamme, nous avons jugé pertinent de séparer l'ensemble des données selon deux plus petits secteurs (région du Saguenay et du Lac-Saint-

Jean) et de recalculer une surface de tendance pour chacun d'eux (figure 5.3). En diminuant la superficie de la surface de tendance, nous avons obtenu de part et d'autre du horst de Kénogami des coefficients de corrélation ( $R^2$ ) et des valeurs légèrement supérieures à la tendance régionale : pour la région du Lac-Saint-Jean, le coefficient de corrélation ( $R^2$ ) était de 0,96 avec un gauchissement des paléorivages de 0,58 m/km en direction du NO (293°N), alors que le coefficient de corrélation ( $R^2$ ) calculé pour la vallée du Saguenay était de 0,95 avec un taux de gauchissement des paléorivages de 0,5 m/km en direction du NO (303°N ; tableau 5.1). Nous discuterons de ces résultats dans la conclusion de ce chapitre.



**Figure 5.3** Gauchissement glacio-isostatique des paléorivages lors de la phase la plus élevée de la Mer de Laflamme.

### 5.3.3 Étendue maximale de la Mer de Laflamme

À partir de la surface de tendance régionale calculée, nous proposons une aire d'extension maximale diachronique de la Mer de Laflamme (figure 5.4). D'après le modèle retenu, la superficie totale couverte par l'invasion marine au Saguenay-Lac-Saint-Jean a été d'environ 7480 km<sup>2</sup>. Cette vaste mer épicontinentale a atteint une largeur maximale d'environ 60 km dans sa partie médiane, soit entre la ville de Roberval au sud du lac Saint-Jean et Sainte-Monique au nord de ce dernier. Aux environs de la Baie des Ha! Ha! la largeur de la Mer de Laflamme était de 22 km.

L'extension de la Mer de Laflamme est dans la portion sud du territoire cartographié, définie par l'escarpement de faille du graben du Saguenay-Lac-Saint-Jean alors qu'au nord, celle-ci pénètre profondément à l'intérieur des vallées fluviales (celles des rivières Ouasiemsca, Mistassini, Samaqua, aux Rats, Mistassibi, Petite-Pérignonka et Alex ; figure 5.4). Le long du fjord du Saguenay, la zone couverte par la Mer de Laflamme s'étend dans les vallées de Sainte-Rose-du-Nord, Rivière-Éternité, l'Anse-Saint-Jean et celle de la rivière Sainte-Marguerite.

Dans son ensemble, cette reconstitution de la Mer de Laflamme permet de prolonger son étendue de manière considérable au nord du Lac-Saint-Jean. Ce modèle confirme également l'ennoiement de la vallée du lac Kénogami par le biais des rivières Chicoutimi, aux sables et par le ruisseau du Pont Flottant à l'extrémité ouest du lac Kénogami. L'existence de ces passages confirme l'hypothèse de Lasalle (1966 et 1968) et de Tremblay (1971a) à savoir que cette communication entre les eaux du lac Kénogami et de la Mer de Laflamme aurait pu exister pendant une courte période lors de la déglaciation.

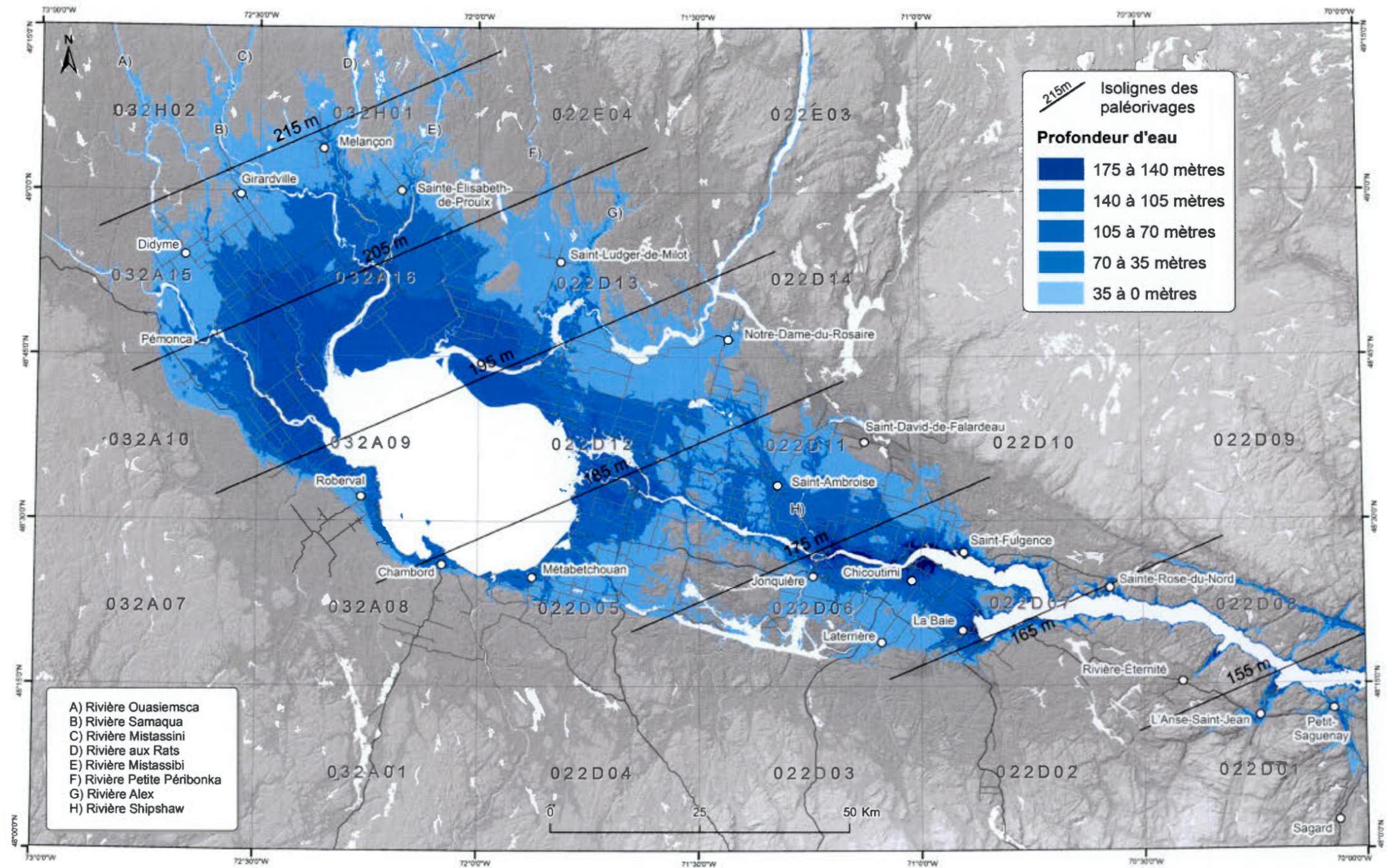


Figure 5.4 Étendue maximale, profondeur et isobases des paléorivages de la Mer de Laflamme dans la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean.

#### 5.3.4 La profondeur de la Mer de Laflamme

À partir de cette modélisation de l'extension marine maximale, nous avons effectué une estimation de la profondeur d'eau qui aurait alors submergé la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean (figure 5.4). Ce modèle régional a été réalisé en soustrayant l'élévation du terrain actuel (valeurs obtenues à partir des modèles numériques de terrain) aux altitudes maximales atteintes par la Mer de Laflamme (altitudes modélisées).

D'après ce modèle, la profondeur d'eau était moindre dans la région du Lac-Saint-Jean et plus grande dans la région du Saguenay, notamment dans les environs de Jonquière, Chicoutimi, Saint-Fulgence, la Baie des Ha! Ha!, Sainte-Rose-du-Nord, Rivière-Éternité, l'Anse-Saint-Jean et Petit-Saguenay. Dans ces secteurs la colonne d'eau atteignait souvent une profondeur maximale de 175 m. Au nord du lac Saint-Jean, celle-ci atteint une profondeur de 105 m dans les secteurs avoisinants Dolbeau-Mistassini et St-Cœur-de-Marie.

La comparaison entre la profondeur d'eau estimée et celle de la nature des dépôts quaternaires cartographiés est concordante. Ainsi, on constate que la majorité des sédiments fins (Mga) ont été mis en place sous une colonne d'eau allant de 35 à 175 m alors que les sédiments constitués de sables et graviers (MGb, MGd) ont été déposés sous une tranche d'eau inférieure à 35 mètres. Toutefois, comme il s'agit d'une estimation de la profondeur de la colonne d'eau réalisée à partir des données actuelles d'élévation (courbes topographiques et des points d'élévation à l'échelle 1 : 20 000 du Ministère des Ressources Naturelles, 1999), lesquelles se situent au sommet des séquences sédimentaires, nous croyons que l'épaisseur de la colonne d'eau était vraisemblablement plus importante que ce que le modèle suggère. Par exemple, un forage effectué dans le secteur de l'Ascension au Lac-Saint-Jean a relevé environ 117 m de sédiments fins d'eau profonde. En soustrayant l'épaisseur du forage (117 m) à l'élévation du terrain actuel (162 m) on obtient l'altitude du début de

la séquence argileuse soit 46 m. En tenant compte de l'élévation maximale atteinte par la Mer de Laflamme dans ce secteur (186 m), on estime qu'au début de la période de sédimentation des argiles que la profondeur d'eau était d'environ 140 m.

#### 5.4 Discussion et recommandations futures

Les résultats obtenus à partir des limites de délavage et des deltas les plus élevés permettent de rehausser le niveau maximal de la Mer de Laflamme à 216 mètres au nord du lac Saint-Jean, de préciser et de mesurer son étendue maximale (7480 km<sup>2</sup>), d'obtenir un taux de gauchissement régional des paléorivages (0,41 m/km en direction du NO) et de réaliser une esquisse régionale de la profondeur de cette mer. Nous avons également démontré qu'il était possible d'obtenir de meilleurs résultats pour les surfaces de tendance en dissociant les indices de submersion en fonction des régions physiographiques, par exemple : de part et d'autre du horst de Kénogami. Cette opération a permis de démontrer que l'analyse d'un plus petit secteur d'un phénomène diachronique comme celui de l'évolution d'une mer postglaciaire permettait de préciser les valeurs du gauchissement des paléorivages.

Comme les valeurs obtenues à partir du gauchissement des paléorivages dans la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean sont inférieures à celles normalement calculées ailleurs sur le Bouclier canadien (généralement entre 0,8 et 0,9 m/km), une réflexion concernant les facteurs qui peuvent influencer celles-ci s'impose. Plusieurs auteurs (Tremblay, 1968, 1971a ; Lasalle et Tremblay, 1978 ; Dionne et Occhietti, 1996) ont suggéré que la fonte hâtive des plus hauts sommets des hautes-terres laurentiennes et la présence tardive d'un lobe glaciaire dans la vallée du Saguenay-Lac-Saint-Jean, et par le fait même, le fjord du Saguenay, auraient eu pour effet d'influencer le rebond glacio-isostatique pendant la déglaciation du territoire à l'étude. Certains auteurs (Frost et Lilly, 1966 ; Tremblay 1968, 1971a ; Lasalle et Tremblay, 1978) sont aussi d'avis que la variation de rigidité dans la lithosphère, en particulier le long des

longues failles structurales aurait vraisemblablement eu un impact sur les valeurs de relèvement glacio-isostatique entre la portion ouest et la portion est du Saguenay-Lac-Saint-Jean. Ainsi, il est concevable que plusieurs paramètres exogènes (rigidité de la lithosphère, modalité de la déglaciation, évolution diachronique du plan d'eau, etc.) aient pu avoir une incidence sur le taux de gauchissement régional calculé.

En conclusion, nous considérons que cette modélisation permet de représenter de façon réaliste l'étendue maximale de l'épisode de la Mer de Laflamme. Cependant, une étude plus détaillée, à l'échelle du 1 : 15 000, permettrait assurément d'identifier et de mesurer de nouvelles limites de délavage dans les secteurs où nous en avons moins répertorié (par exemple : entre Saint-Ludger-de-Milot et Notre-Dame-du-Rosaire et entre Saint-David-de-Falardeau et Saint-Fulgence) ce qui pourrait permettre de préciser davantage les taux de gauchissement local et régional.

## CHAPITRE VI

### PALÉOGÉOGRAPHIE QUATERNAIRE DE LA RÉGION DU SAGUENAY-LAC-SAIN-T-JEAN

Dans ce chapitre, nous présentons une synthèse des événements glaciaires et postglaciaires quaternaires survenus dans la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean. Cette reconstitution des événements paléogéographiques est basée sur la recension des travaux antérieurs et les données qui ont été recueillies durant le projet *PACES*. Les positions des marges glaciaires proposées pour la déglaciation proviennent en partie des travaux de Dyke et *al.* (2003) et de Tremblay (1971a ; fig. 6.1), de la disposition des formes juxtaglaciaires (eskers, moraines, delta-kames et chenaux juxtaglaciaires), de la distribution spatiale et altitudinale des vestiges associés aux épisodes glaciolacustres et glaciomarins de même que de l'orientation des marques d'érosion glaciaire identifiés dans la présente étude. Ce chapitre est subdivisé en quatre parties, soit les événements antérieurs à la dernière glaciation, la dernière glaciation, la déglaciation ainsi que la période postglaciaire.

#### 6.1 Évènements antérieurs à la dernière glaciation

Durant leurs travaux, Laverdière et Dionne (1969), Tremblay (1968, 1971a), Dionne (1972), ainsi que Lasalle et Tremblay (1978) ont révélés des séquences sédimentaires montrant des sédiments fluvioglaciaires recouverts par des sédiments glaciaires à l'est de Saint-Nazaire et au NE de Saint-Honoré. Ces séquences sédimentaires ont toutefois été interprétées comme étant des réavancées locales de la marge glaciaire durant son retrait. Tremblay (1971a) et Lasalle et Tremblay (1978) ont aussi observé à quelques kilomètres à l'est de la ville d'Alma, une séquence stratigraphique

montrant deux tills en apparence différents, séparés par un mince lit de sable. Toutefois, aucune différence significative dans les trames de ces tills n'a pu être relevée et ces auteurs déduiront qu'il s'agissait d'un même till, mis en place lors d'une même avancée glaciaire. Notons que durant les travaux effectués dans le cadre du projet *PACES*, cette séquence stratigraphique n'a pu être localisée, et par conséquent analysée. Ainsi, à l'intérieur du territoire cartographié, aucune coupe stratigraphique n'a dévoilé des sédiments qui témoignent d'évènements antérieurs à la dernière glaciation.

## 6.2 La dernière glaciation

Lors de son optimum au Wisconsinien supérieur vers 18 000 ans <sup>14</sup>C BP (21,4 cal ka, l'Inlandsis laurentidien était constitué de trois grands dômes coalescents lesquels occupaient l'ensemble du Québec ainsi qu'une partie du Canada et des États-Unis (Dyke et *al.*, 1982 ; Occhietti, 1983 ; Dyke et Prest, 1987 ; Dyke, 2004). À cette période, une épaisseur de glace pouvant atteindre localement plus de 3 km recouvrait le Québec et seuls quelques sommets émergeaient de l'inlandsis pour former des nunataks (Occhietti et *al.*, 2011). Au cours de son passage, cette immense masse de glace a façonné le substrat rocheux du Bouclier canadien puis mis en place des formes d'érosion et d'accumulation nous permettant de déterminer les différentes phases d'écoulement glaciaire qui ont prévalu lors de la dernière glaciation. Ces vestiges de la glaciation ont permis à plusieurs auteurs (Andrews, 1978 ; Dyke et Prest, 1987 ; Dyke et *al.*, 2003 ; Dyke, 2004 ; Veillette, 2004) de conceptualiser de grands modèles d'englaciation et de déglaciation à l'échelle continentale.

L'analyse des marques d'érosion et des formes d'accumulation glaciaire sur l'ensemble du territoire étudié, témoigne de quatre mouvements glaciaires : 1) SO 2) S 3) SE et 4) ESE. Dans la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean nous avons établi que les microformes d'érosion vers le SO (225°) étaient antérieures au mouvement dominant vers le sud. Ce mouvement a été répertorié à la fois par des microformes

(stries et marques en croissants) ainsi que par des mésoformes (cannelures) lors de la campagne de cartographie du projet *PACES* de même que dans des fabriques de tills réalisées par Tremblay (1971a). Il fut également noté par plusieurs auteurs (Barlow et *al.*, 1912 ; Tremblay, 1971a ; Dionne, 1973 ; Paradis, 1998 ; Daigneault et *al.*, 2011) dans les secteurs avoisinants Saint-Gédéon, Saint-Henri-de-Taillon, Saint-Cœur-de-Marie et Saint-Nazaire dans la vallée du Saguenay-Lac-Saint-Jean. Selon ces auteurs, ce mouvement vraisemblablement associé à la phase d'englaciation pourrait être relié à un mouvement glaciaire initié à partir de la région des Monts-Valin.

Le mouvement vers le S est responsable de l'édification des principales macroformes d'érosion et d'accumulation glaciaire (drumlins à noyau rocheux, trainées morainiques derrière un abri rocheux et roches moutonnées) répertoriées majoritairement dans les hautes-terres laurentiennes et correspondrait à la phase pléniglaciaire telle que mentionnée par plusieurs auteurs (Lasalle, 1966 ; Dionne et Boucher, 1967 ; Laverdière et Dionne, 1969 ; Tremblay, 1965, 1968 et 1971a ; Lasalle et Tremblay, 1978 ; Dionne, 1973 et 1994). Selon ces auteurs, ce mouvement dominant aurait pris naissance à partir du centre de dispersion du dôme du Labrador et était peu influencé par la dépression structurale du Saguenay-Lac-Saint-Jean, alors que la glace était très épaisse. Cet écoulement glaciaire est également révélé par les études de dispersions des cailloux ordoviciens dans les formations Quaternaire au Saguenay-Lac-Saint-Jean par Dionne (1973, 1994), lesquelles indiquent une aire de dispersions vers le sud dans la partie méridionale du lac Saint-Jean.

Principalement identifié dans la vallée du Saguenay-Lac-Saint-Jean, les mouvements dirigés vers le SE et l'ESE sont associés à la déglaciation du territoire et seraient responsables du façonnement des mésoformes et de la majorité des microformes d'érosion glaciaire identifiées à l'intérieur de la dépression structurale. Selon Lasalle (1966), Laverdière et Dionne (1969b), Dionne (1973 et 1994), Tremblay (1965, 1968 et 1971a) ainsi que Lasalle et Tremblay (1978), ces mouvements seraient associés aux

derniers instants de la déglaciation alors que la glace était mince et que son écoulement était contrôlé par la topographie.

### 6.3 La déglaciation

À son extension maximale, vers 18 ka  $^{14}\text{C}$  BP (21,4 cal ka), l'Inlandsis laurentidien s'étendait jusqu'aux limites de l'état Wisconsin aux États-Unis (Dyke et Prest, 1987). La période d'amélioration climatique globale suivant cette période a eu pour effet d'amorcer le retrait graduel de l'Inlandsis laurentidien vers le nord, et par conséquent, d'entraîner sa disparition complète au cours de l'Holocène (Dyke et Prest, 1987 ; Dyke *et al.*, 2002 ; Occhietti *et al.*, 2004).

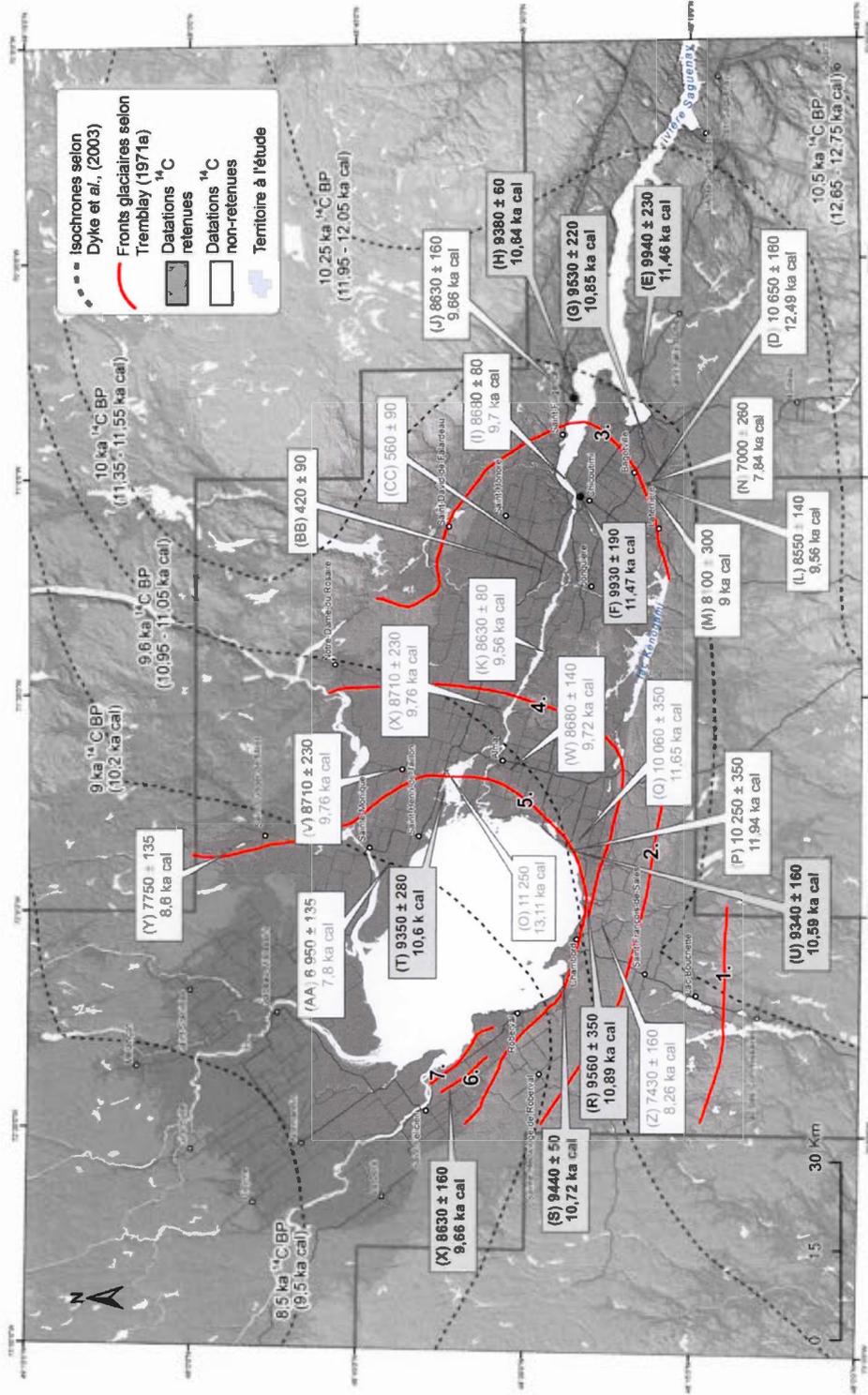
Au Québec, l'Inlandsis laurentidien franchi la frontière canado-américaine au sud de la région du lac Mégantic vers 13 ka  $^{14}\text{C}$  BP (15,6 cal ka ; Parent *et al.*, 1985 ; Dyke *et al.*, 2003 ; Dyke, 2004). À ce stade de la déglaciation, la Mer de Goldthwait occupait déjà une étroite bande côtière entre Trois-Pistoles et le NE de la péninsule gaspésienne dans la vallée du Saint-Laurent (Dionne, 1977 ; Occhietti *et al.*, 2001 ; Dyke *et al.*, 2003). Dans le sud du Québec, l'Inlandsis laurentidien atteint la rive sud du Saint-Laurent vers 12,7 ka  $^{14}\text{C}$  BP (14,8 cal ka) comme l'indique la Moraine de Saint-Antonin (Dyck et Fyles, 1963 ; Gadd, 1964 dans Dionne et Occhietti, 1996). Cette période de stagnation du front glaciaire est succédée par un retrait rapide de l'Inlandsis laurentidien par le vèlage d'icebergs, puis de l'ouverture du détroit de Québec entre 11,1 et 10,9 ka  $^{14}\text{C}$  BP (13,1 - 12,9 cal ka), permettant une incursion de la Mer de Laflamme dans la vallée du haut Saint-Laurent et conséquemment, le début de l'épisode de la Mer de Champlain (Occhietti, 2007).

Lors du Dryas récent (10,9 et 10,1 ka  $^{14}\text{C}$  BP ; 12,9 - 11,7 cal ka), une période de refroidissement climatique mondiale a engendré une importante diminution du taux de retrait de l'Inlandsis laurentidien, puis de la mise en place de la Moraine de Saint-Narcisse (10,8 et 10,5 ka  $^{14}\text{C}$  BP ; 12,7 - 12,4 ka cal). Ce complexe morainique s'étend de manière plus ou moins continue sur environ 750 km entre l'Outaouais et Tadoussac (Lasalle et Elson, 1975 ; Dionne et Occhietti, 1996 ; Occhietti et *al.*, 2004 ; Daigneault et Occhietti, 2006). La période suivant l'édification de la Moraine de Saint-Narcisse se traduit par un retrait plutôt lent de l'Inlandsis laurentidien, marquée par l'abaissement progressif de la surface glaciaire et la déglaciation tardive du lobe glaciaire du Saguenay (Lasalle et *al.*, 1977 ; Dionne et Occhietti, 1996 ; Simard et *al.*, 2003). La déglaciation tardive du fjord et de ses abords aurait conséquemment retardé la progression des eaux salées vers le Saguenay-Lac-Saint-Jean. Selon les isochrones de la déglaciation de Dyke et *al.* (2003), la glace aurait atteint la région de Sagard (SE du territoire) vers 10,5 ka  $^{14}\text{C}$  BP (12,65 - 12,75 ka cal) et le nord du lac Saint-Jean après 8,5 ka  $^{14}\text{C}$  BP (8,98 cal ka ; secteur NO).

### 6.3.1 La déglaciation du Saguenay-Lac-Saint-Jean

Comme une seule datation  $^{14}\text{C}$  a été effectuée dans cette étude (Beta 275501) (voir Annexe B), le contexte chronologique de la déglaciation du Saguenay-Lac-Saint-Jean que nous présentons a été réalisé à partir des isochrones de la déglaciation en Amérique du Nord de Dyke et *al.* (2003), l'analyse des datations  $^{14}\text{C}$  antérieurement publiées et les positions des fronts glaciaires (positions 1 à 7) suggérées par Tremblay (1971a) (figures 6.1). Considérant que les âges  $^{14}\text{C}$  obtenus dans la Mer de Laflamme peuvent être potentiellement vieillis jusqu'à 1000 ans par l'effet réservoir, nous avons intentionnellement éliminé les âges  $^{14}\text{C}$  problématiques (trop vieilles ou bien trop récentes) dans notre modèle de la déglaciation (figure 6.1). Ainsi, dans le but de faciliter la présentation du cadre chronostratigraphique tardiglaciaire du Saguenay-Lac-

Saint-Jean, nous avons réalisé un schéma de la déglaciation comprenant trois périodes de temps : la période comprise entre 10,5 et 10 ka  $^{14}\text{C}$  BP (12,75 – 11,55 cal ka), entre 10 et 9,6 ka  $^{14}\text{C}$  BP (11,55 - 11,05 cal ka) et de 9,6 à 8,5  $^{14}\text{C}$  BP (11,05 - 9,5 cal ka). Les données de terrain issues de la cartographie des dépôts meubles (répartition des corps fluvioglaciaires et des sédiments glaciolacustres) permettent d'établir des positions intermédiaires et de préciser le schéma de la déglaciation. Comme il a été suggéré par plusieurs auteurs (Lasalle, 1966 ; Brodeur, 1970 ; Tremblay, 1971a ; Lasalle et Tremblay, 1978 ; Dionne, 1986, 1994 ; Dionne et Occhietti, 1996), la présence de lacs d'obturation glaciaire de part et d'autre de la dépression structurale nous indique que l'Inlandsis laurentidien s'est d'abord retiré des secteurs élevés des hautes-terres, pour ensuite libérer les basses-terres du Saguenay-Lac-Saint-Jean.



**Figure 6.1** Compilation des datations  $^{14}\text{C}$  et positions de la marge glaciaire suggérées par Dylke et al. (2003) et Lasalle et Tremblay (1978). Les dates en caractères gras sont celles qui nous apparaissent pertinentes pour établir le cadre de la déglaciation. Voir l'annexe B pour le détail sur ces dates.

La période de 10,5 à 10 ka <sup>14</sup>C BP (12,65 – 12,75 à 11,35 – 11,55 cal. ka)

Cette période est marquée par la fonte accélérée de l’Inlandsis laurentidien dans les hautes-terres du Bouclier canadien, où l’abondance des eaux de fonte en provenance de la marge glaciaire et l’obturation du drainage naturel par la glace présente dans la dépression structurale ont occasionné la formation de nombreux lacs d’obturation glaciaire de part et d’autre de la rivière Saguenay et au sud du lac Saint-Jean (figure 6.2). L’ensemble des observations sur les paléolacs de même que l’orientation des formes associées à la fonte des glaces (eskers, moraines et chenaux juxtaglaciaires) nous indiquent la direction générale du retrait des glaces : dans la partie est du territoire, la marge glaciaire devait reculer vers le NO entre la région de Sagard, la Baie des Ha! Ha! et des Monts-Valin ; et au sud du lac Saint-Jean, en direction du NNE entre la région du lac des Commissaires et celle de Saint-André-du-Lac-Saint-Jean.

Vers 10,5 ka <sup>14</sup>C BP (12,65 – 12,75 cal ka), la marge glaciaire rejoint le SE du territoire. Un premier lac d’obturation glaciaire s’édifie en contact avec le front glaciaire, près de l’actuelle municipalité de Sagard. Les deltas observés dans cette portion du territoire suggèrent que ce lac proglaciaire a atteint une élévation minimale de 257 m. À ce stade de la déglaciation, la limite méridionale de ce plan d’eau devait se trouver quelque part au sud de Sagard, au-delà de la zone d’étude. Les chenaux juxtaglaciaires identifiés sur les parois de la vallée de la rivière Petit Saguenay indiquent que la marge glaciaire devait s’orienter selon un axe NE-SO, comparable aux isochrones de la déglaciation de Dyke et *al.* (2003) vers 10,5 ka <sup>14</sup>C BP (10,65 – 12,75 cal. ka : figure 6.2). Les lacs d’obturation glaciaire évoluant dans les vallées des rivières Petit-Saguenay et Saint-Jean se sont drainés en direction de la rivière Saguenay lorsque la glace a libéré l’embouchure de ces affluents. La présence d’un delta glaciomarin à l’embouchure de la rivière Petit-Saguenay témoigne de l’altitude maximale (137 m) atteinte par la Mer de Laflamme dans cette portion du territoire.

Toujours au sud de la rivière Saguenay, le retrait de la marge glaciaire en direction du NO occasionne la mise en place de longs corridors fluvioglaciaires (eskers, moraines et chenaux juxtaglaciaires) entre Ferland et Boileau et de plusieurs lacs proglaciaires au sud de Bagotville (Rivière-à-Mars) et du lac Kénogami (Rivière-aux-Écorces, Pikauba, Cyriac et du Moulin. Dans ces secteurs, des positions intermédiaires du front glaciaire sont proposées pour expliquer la présence des dépôts glaciolacustres (figure 6.2).

Au sud du lac Saint-Jean, la déglaciation s'amorce lorsque le front de l'Inlandis laurentidien atteint le sud du lac des Commissaires. L'obturation du drainage par la marge glaciaire de l'Inlandis laurentidien en retrait vers le nord a engendré la formation diachronique de plusieurs lacs proglaciaires (voir chapitre 4). Ces lacs proglaciaires ont évolué de l'amont vers l'aval des bassins versants, et ce, suivant la configuration de la marge glaciaire et l'ouverture d'exutoires de plus basse altitude. Ainsi, au cours de la déglaciation de vastes bassins glaciolacustres ont été formés par la coalescence de plusieurs lacs glaciaires qui se sont déversés les uns dans les autres et submergé simultanément les bassins versants des rivières Ouiatchouan, Ouiatchouaniche, Métabetchouan et Couchepaganiche. La nécessité d'une obturation glaciaire pour expliquer l'altitude de ces phases glaciolacustres et la présence de nombreuses crêtes morainiques (moraines majeures, mineures et de De Geer) dans les secteurs du lac des Commissaires, Saint-François-de-Sales et Saint-André-du-Lac-Saint-Jean permettent de positionner le front glaciaire durant son retrait (figure 6.2). Durant cette période de la déglaciation, on considère que le front glaciaire était positionné plus ou moins parallèle à la dépression structurale et devait correspondre à la configuration suggérée Tremblay (1971a) et non celle qui a été avancée par Dyke *et al.* (2003) pour ce secteur (figure 6.1 et 6.2).

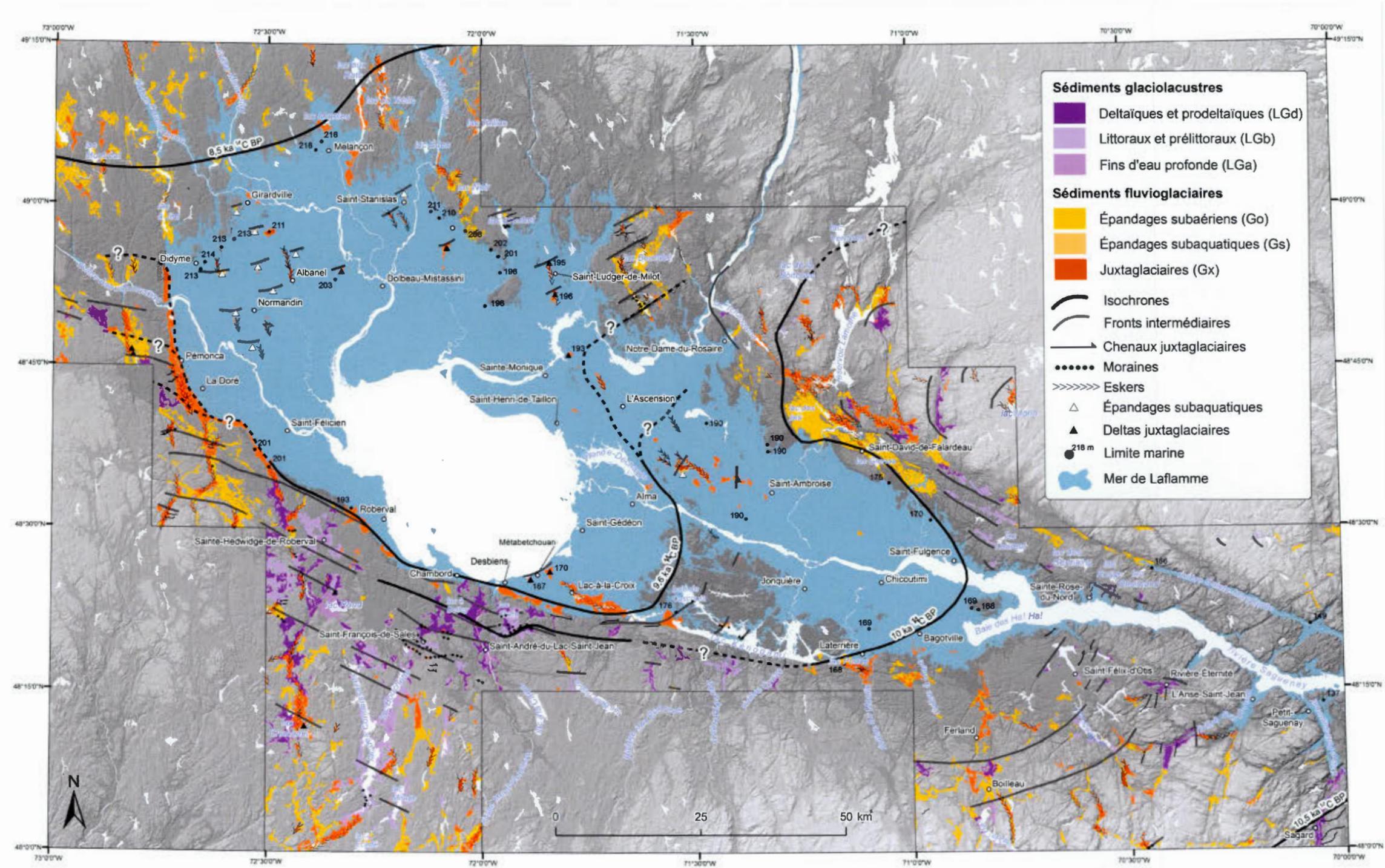


Figure 6.2 Schéma de la déglaciation du Saguenay-Lac-Saint-Jean, répartition des séquences fluvio-glaciaires superficielles et enfouies et des sédiments glaciolacustres.

Au nord de la rivière Saguenay, Dyke et *al.* (2003) propose un schéma de déglaciation, où le front de l'Inlandsis laurentidien a libéré le secteur des Monts-Valin en direction du NO, comme le suggère l'orientation des eskers identifiés entre le lac Morin et la rivière Saint-Louis (figure 6.1). L'abondance des eaux de fonte en provenance de la marge glaciaire en retrait et l'obturation du drainage naturel par le lobe glaciaire présent dans la vallée du Saguenay-Lac-Saint-Jean ont aussi occasionné la formation de plusieurs lacs proglaciaires dans les hautes-terres au nord de Saint-David-de-Falardeau (au nord du réservoir Lamothe et le long des rivières Valin, Saint-Louis, Valin et Shipshaw) et à l'est de Saint-Fulgence (secteurs du Laurent, lac des Germain, lac Rouge et Résimond ; figure 6.2).

Vers 10 ka <sup>14</sup>C BP (11,35 cal ka), un lobe glaciaire bien développé devait exister dans la dépression de la rivière Saguenay : La marge glaciaire devait former un réentrant en direction du lac Tchitogama au nord de la dépression puis passer par Bagotville et Laterrière pour se prolonger vers l'ouest afin de se positionner à quelques dizaines de kilomètres au sud de l'escarpement de faille au nord de Saint-François-de-Sales et possiblement Sainte-Hedwidge-de-Roberval (figure 6.2). Les eaux qui circulaient au contact du lobe glaciaire étaient dirigées vers le SE (en direction de Saint-David-de-Falardeau) au nord et vers le NO (en direction de Bagotville) au sud tel que démontré par Tremblay (1971a) et Lasalle et Tremblay (1978 ; figure 6.2). C'est à ce stade de la déglaciation que les épandages subaériens à Saint-David-de-Falardeau et les sédiments juxtaglaciaires au sud de Laterrière ont été mis en place (figure 6.2). C'est également durant cette période que des galets d'argiles provenant des parties profondes des bassins glaciolacustres (au sud et au SE du lac Kénogami) ont été érodés, puis incorporés à la terrasse de kame près du lac Pouce, au sud de Laterrière.

La Mer de Laflamme a graduellement pénétré dans le fjord du Saguenay et comblé les dépressions topographiques aux abords du fjord du Saguenay (L'Anse-Saint-Jean, Rivière-Éternité, Sainte-Rose-du-Nord et Saint-Fulgence) et dans la vallée de la

rivière Sainte-Marguerite. L'altitude relevée sur les sommets des deltas glaciomarins dans cette portion du territoire (voir chapitre 5) indique que la Mer de Laflamme a atteint une élévation maximale de 137 m dans la région de Petit-Saguenay, 166 m dans la vallée de la rivière Saint-Marguerite et de 168 m près de la Baie des Ha! Ha!

La période de 10 à 9,6 ka <sup>14</sup>C B.P. (11,35 – 11,55 à 10,95-11,05 cal. ka)

Les événements tardiglaciaires survenus entre 10 et 9,6 ka <sup>14</sup>C BP (11,55 – 11,35 à 10,95 - 11,05 cal. ka) sont principalement associés au retrait de la marge glaciaire des hautes-terres au sud du lac Saint-Jean et le développement du lobe glaciaire dans la dépression structurale de la vallée du Saguenay.

Au sud du lac Saint-Jean, le retrait de l'Inlandsis laurentidien a été ponctué de nombreuses périodes de stagnation, comme l'indique la présence de moraines entre Saint-François-de-Sales et Saint-André-du-Lac-Saint-Jean : le front glaciaire devait être orienté selon un axe ONO-ESE (figure 6.2). L'ouverture d'exutoires de plus basse altitude a engendré un drainage partiel vers l'est, mais suffisamment important des lacs proglaciaires qui évoluaient au contact du front glaciaire, comme en témoignent la série de deltas régressifs et les chenaux abandonnés entre le lac à Belley et le lac Skein (figure 6.2). Une fois le front glaciaire appuyé contre l'escarpement de faille au sud du lac Saint-Jean, les lacs glaciaires toujours présents dans les bassins versants des rivières Couchepaganiche, Métabetchouan, Ouiatchouan, Ouiatchouaniche se sont brusquement drainés entre la marge glaciaire et les hautes-terres du Bouclier : des terrasses de kame sont formées d'abord entre l'extrémité ouest du lac de Kénogami et Desbiens, puis progressivement vers l'ouest, entre Roberval et Saint-Félicien. Des galets d'argiles érodés des parties profondes du lac proglaciaire au niveau de Saint-Hedwidge-de-Roberval ont été incorporés dans la terrasse de kame mise en place au sud de Roberval durant cette période.

Bien qu'il existe peu d'indices pour nous renseigner sur les modalités de la déglaciation dans la dépression structurale du Saguenay-Lac-Saint-Jean entre 10 et 9,6 ka <sup>14</sup>C BP (11,55 à 10,95 cal. ka), quelques moraines sur les berges du lac Kénogami et accumulations fluvioglaciaires (eskers, deltas juxtaglaciaires et épandages subaquatiques) à l'ouest de Saint-Ambroise nous permettent de proposer des positions intermédiaires du front glaciaire (figure 6.2). Pour cette période, les fronts glaciaires reprennent approximativement l'allure de ceux proposés par Lasalle et Tremblay (1978) et de Dyke et *al.* (2003). On notera cependant que la limite marine plus basse dans la région de Métabetchouan (deltas juxtaglaciaires mesurés à 167 (clan Gagnon) et 170 m (camp musical), par rapport à celle observée de part et d'autre du lobe glaciaire indique une déglaciation plus tardive du territoire au sud de la rivière Saguenay. Les recoupements des marques d'érosion glaciaire tardives et la disposition des eskers à l'ouest de Saint-Ambroise dans les basses terres du Saguenay, suggèrent un retrait de la marge glaciaire vers le NO.

La Mer de Laflamme a atteint une altitude maximale de 170 m (Bagotville) et de 190 m (l'Ascension) entre 10 et 9,6 ka <sup>14</sup>C BP (11,55 à 10,95 cal. ka). L'extension de ce plan d'eau est responsable de la mise en place de l'épaisse couverture de sédiments glaciomarins : des dépôts fins dans les dépressions, des sédiments deltaïques et des littoraux à l'embouchure à l'embouchure des principaux affluents, des deltas juxtaglaciaires au contact du front aux limites maximales du plan d'eau et des épandages subaquatiques.

La période de 9,6 à 8,5 ka <sup>14</sup>C BP (10,95 – 11,05 à 9,5 cal. ka)

Cette phase de la déglaciation correspond aux évènements tardiglaciaires survenus à l'ouest du seuil de Kénogami, entre Métabetchouan et Mélançon. Durant cette période, la marge s'est graduellement retiré dans les hautes-terres du Bouclier à l'ouest et au NE du lac Saint-Jean. Dans les basses-terres du lac Saint-Jean, le lobe de

glace tardif s'est progressivement retiré en direction du NO et du NNO pour ensuite quitter le territoire à l'étude peu après 8,5 ka  $^{14}\text{C}$  BP (11,05 à 9,5 cal. ka ; figure 6.2).

Suivant la mise en place de la terrasse de kame dans les basses-terres entre l'extrémité ouest du lac Kénogami et Métabetchouan, le lobe glaciaire se retire vers le NO comme l'indique l'orientation de l'esker enfouie à Lac-à-la-Croix. Au moment, où le front de l'Inlandsis atteint la bordure SE du lac Saint-Jean, deux deltas juxtaglaciaires sont mis en place à Métabetchouan (clan Gagnon et camp musical). Ces accumulations fluvioglaciaires témoignent d'un ralentissement, voire d'une stagnation de la marge glaciaire permettant d'établir une position intermédiaire du front glaciaire (figure 6.2). Comme nous ne disposons d'aucun âge  $^{14}\text{C}$  pour ces deltas juxtaglaciaires et que les âges  $^{14}\text{C}$  disponibles à proximité ont pu être potentiellement vieillissés par l'apport de carbone inorganique, il est donc difficile d'établir le moment de formations de ces deltas juxtaglaciaires. Tremblay (1968 et 1971a), Lasalle et Tremblay (1978), Dubois (1979) et Occhietti et *al.* (2011) estiment que ces deltas juxtaglaciaires pourraient faire partie d'une moraine de récession, qui serait apparemment recouverte par les eaux du lac Saint-Jean et associé à une phase de stabilité de la marge glaciaire vers 9,5 ka  $^{14}\text{C}$  BP (10,8 cal. ka). Or, la datation  $^{14}\text{C}$  réalisée dans le cadre de cette étude (Beta 275501 ; fig. 6.1) suggère que la Mer de Laflamme avait, de manière précoce, pénétré entre l'escarpement sud de la dépression structurale et la marge glaciaire au sud de Chambord (environ 20 km à l'ouest de Métabetchouan) avant  $9440 \pm 50$  ans  $^{14}\text{C}$  BP (10,7 cal. ka). Il est donc probable, compte tenu de cet âge et de la limite marine plus basse mesurée dans le secteur de Métabetchouan, que cette portion du territoire se serait déglacée plus tard que vers 9,5 ka  $^{14}\text{C}$  BP.

Sur les hautes-terres à l'ouest du lac Saint-Jean, le recul de la marge glaciaire a occasionné la formation de lacs d'obturation glaciaire à l'ouest de La Doré. Ces lacs proglaciaires se sont drainés ultimement lors de l'ouverture d'exutoires vers les basses-terres, par le retrait de la marge glaciaire de la partie sud du Graben. On propose pour ce secteur, quelques positions intermédiaires de la marge glaciaire en amont de ces exutoires. Entre Saint-Félicien et Didyme, une longue terrasse de kame témoigne de l'écoulement des eaux au contact de l'escarpement de faille et du lobe glaciaire. Nous sommes d'avis que celle-ci fut construite de façon diachronique, du sud vers le nord, et ce, suivant le retrait de la marge glaciaire vers le NO (figure 6.2).

Au nord du lac Saint-Jean, les positions du front glaciaires sont indiquées par la présence d'épandages subaquatiques (secteur d'Albanel), de deltas de contact glaciaire (à proximité de Saint-Ludger-de-Milot), de crêtes morainiques (sud du lac Barnabé) et de chenaux juxtaglaciaires (lac Brochet et au nord du lac Barnabé : figure 6.2). Ces accumulations forment un enlignement bien visible dans le nord du lac Saint-Jean indiquant un retrait de la marge glaciaire en direction du NO et la disparition du lobe glaciaire à cette époque. Ainsi, contrairement aux modèles proposés par Tremblay (1971a), Lasalle et Tremblay (1978) et Dyke et *al.* (2003), nous croyons que la marge glaciaire devait s'orienter grossièrement SO-NE durant cette période. Mise à part la datation  $^{14}\text{C}$  disponible au SE de Saint-Félicien ( $8630 \pm 160$   $^{14}\text{C}$  B.P. (9,66 cal ka ; figure 6.2), il existe peu d'information nous permettant d'établir un cadre chronologique au NO du lac Saint-Jean. Donc on propose de déplacer l'isochrone de la déglaciation de 8,5 ka  $^{14}\text{C}$  (9,5 cal. ka) avancée par Dyke et *al.* (2003) légèrement au nord de Mélançon. De cette façon, le front glaciaire présente une marge plus régulière et s'harmonise avec celles proposées dans les régions adjacentes.

Les derniers instants de la déglaciation sont marqués par l'édification de nombreuses accumulations fluvioglaciaires dans les replats topographiques des hautes-terres laurentiennes. L'orientation de ces formes (eskers, moraines et kettles) et les marques d'érosions glaciaires tardives suggèrent que le front glaciaire devait se retirer vers le N durant la période de 8,5 et 8 ka <sup>14</sup>C BP (9,5 et 8,98 cal. ka BP). La Mer de Laflamme a été en contact avec le front glaciaire dans les principales vallées fluviales (rivières Ouasiemsca, Mistassini, Mistassibi et rivière-aux-Rats) pendant le retrait de l'Inlandsis mettant en place d'importants complexes deltaïques. D'après l'élévation des deltas les plus élevés, la Mer de Laflamme a atteint 216 m d'élévation au nord du territoire à l'étude (voir chapitre 5).

#### 6.4 La période postglaciaire

La remontée isostatique du continent a engendré le retrait progressif de la Mer de Laflamme. À la recherche d'un niveau de base, le réseau fluvial postglaciaire a érodé une importante quantité de dépôts glaciaires et tardiglaciaires comme l'indiquent les nombreuses terrasses étagées en bordure des grands complexes deltaïques (rivières Ashuapmushuan, Mistassini, Mistassibi, Péribonka, Shipshaw et Valin) et les chenaux abandonnés le long des rivières actuelles. L'absence de végétation sur les grandes surfaces sableuses comme les deltas et les littoraux et les vents adiabatiques provenant du NO ont favorisé l'édification de champs de dunes. Ces formes éoliennes préservées s'observent aujourd'hui dans plus secteur sur le territoire, comme au nord du lac Saint-Jean sur les grands complexes deltaïques des rivières Ashuapmushuan, Mistassini, Mistassibi et Péribonka. Une datation OSL de  $4\,300 \pm 300$  ans dans une dune au SO de Dolbeau-Mistassini évoque une certaine stabilité dans le temps des directions principales du vent (Nutz, 2013). La migration progressive des espèces végétales vers le nord a graduellement stabilisé les champs de dunes et cessé l'éolisation de ces secteurs. L'accumulation de matières organiques dans les

dépressions du Bouclier ainsi que dans les secteurs mal drainés des basses terres du Saguenay-Lac-Saint-Jean a permis l'édification des tourbières. Les accumulations les plus importantes s'observent généralement en surface des grands complexes deltaïques au nord du Lac-Saint-Jean, souvent entre les crêtes des dunes paraboliques. Selon les travaux de plusieurs auteurs (Tremblay, 1971a ; Lasalle, 1968 ; Lasalle et Tremblay, 1978 ; Roy et *al.*, 2011) la transition entre la phase marine et la phase lacustre s'est produit entre 8 630 ans <sup>14</sup>C BP (9,6 ka cal), soit l'âge du dernier fossile marin et 7 350 ans <sup>14</sup>C BP (8,2 ka cal) et l'âge des premiers dépôts organiques (partie basale d'une tourbière) émergés (figure 6.1). Selon Roy et *al.* (2011), cette transition du domaine marin à un domaine lacustre serait plutôt associée à l'émergence du seuil rocheux d'Alma vers 8 000 ± 640 ans <sup>14</sup>C BP (8,5 cal ka), phénomène qui correspondrait aux paléorivages (rebord de terrasse et cordons littoraux) présents au NE du Lac-Saint-Jean (130 m), au sud de Chambord (125 m) et au SE de Saint-Gédéon (120 m). Le paléolac Saint-Jean devait ainsi présenter un gauchissement moyen de 0,38 m/km en direction du NO (Roy et *al.* 2011).

Le ravinement engendré lors de l'exondation des terres a provoqué de nombreux mouvements de masses dans les sédiments argileux de la Mer de Laflamme en forme d'amphithéâtres de glissement semi-circulaire. Les travaux de régularisation suivant le rehaussement du niveau du lac Saint-Jean, c'est-à-dire vers 1926, ont eu beaucoup d'impact sur le rivage du lac Saint-Jean. L'action des vagues sur les berges du lac Saint-Jean est responsable de la formation de plusieurs glissements de terrain chaque année.

## CONCLUSION

Les travaux réalisés dans le cadre du projet PACES dans la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean ont permis d'établir une nouvelle cartographie des dépôts superficiels de l'ensemble du territoire municipalisé, soit l'équivalent de 19 feuillets à l'échelle du 1 : 50 000 SNRC et de caractériser les formations quaternaires. Les travaux de terrain effectués durant ce projet ont également permis d'identifier plusieurs nouvelles formations fluvioglaciaires (plusieurs étant enfouies sous les sédiments glaciomarins de la Mer de Laflamme), de distinguer adéquatement la répartition des unités lithostratigraphiques, leurs origines ainsi que les formes qui en sont associées. Par rapport aux travaux de cartographie antérieurs (Lasalle, 1966 ; Tremblay, 1971a ; Dionne, 1972 ; Lasalle et Tremblay, 1978), cette présente étude représente une révision du Quaternaire du Saguenay-Lac-Saint-Jean selon les standards de la Commission Géologique du Québec.

Dans le cadre de ce mémoire, nous avons d'abord présenté les principaux traits caractéristiques de la région à l'étude (physiographie, hydrographie et géologie), une compilation des marques d'érosion glaciaire, une chronologie relative des mouvements glaciaires et une description de la séquence stratigraphique régionale. Dans un second temps, nous avons également présenté deux études détaillées permettant d'identifier les principales phases glaciolacustres survenues sur les hautes-terres du Bouclier au sud du lac Saint-Jean et de modéliser l'étendue maximale de l'épisode de la Mer de Laflamme à l'intérieur du territoire cartographié.

La compilation des formes d'érosion et d'accumulation glaciaire identifiées lors de la photo-interprétation et de celles identifiées sur le terrain nous a permis d'établir une chronologie relative des écoulements glaciaires régionale constituée de quatre mouvements glaciaires : 1) NE-SO 2) N-S 3) NO-SE 4) ONO-ESE. D'après cette

séquence, on associe les mouvements N-S à l'englaciation du territoire et les mouvements NO-SE et ONO-ESE à la déglaciation, notamment au développement du lobe glaciaire ayant occupé tardivement la dépression structurale.

La déglaciation du territoire s'est amorcée vers 10,5 ka  $^{14}\text{C}$  BP (12,65 – 12,74 cal. ka) lorsque le front de l'Inlandsis laurentidien a atteint le SE du territoire étudié (l'emplacement actuel de la municipalité de Sagard). L'orientation des formes associées à la fonte des glaces tel que les eskers, moraines et chenaux juxtaglaciaires, nous indiquent que le front de l'Inlandsis laurentidien s'est graduellement retiré des hautes-terres du bouclier tout en convergeant en direction de la dépression structurale ou un lobe glaciaire tardif s'est retiré en direction du NO. Entre les isochrones de 10,5 ka (12,65 – 12,74 cal. ka) et 9,5 ka  $^{14}\text{C}$  BP (10,95 – 11,55 cal. ka), se sont développés plusieurs lacs d'obturation glaciaire dans les dépressions des hautes-terres du bouclier. Ces lacs proglaciaires ont évolué du sud vers le nord, et ce suivant l'ouverture d'exutoires de plus basses altitudes, lesquels se sont déversés les uns dans les autres à mesure que le glacier libérait les hautes-terres du Bouclier. D'ailleurs, la corrélation des différents indices de submersions glaciolacustres nous a permis de mettre en évidence l'existence de plusieurs phases glaciolacustres coalescentes (370 m, 340 m, 320 m et 300 m) dans les bassins versants des rivières Ouiatchouan, Ouiatchouaniche, Métabetchouan et Couchepaganiche. Le drainage final de ces lacs a contribué à la formation des terrasses de kames en bordure de l'escarpement de faille au sud de la dépression structurale.

Dans les basses terres du Saguenay-Lac-Saint-Jean, le lobe glaciaire s'est retiré dans l'axe de la dépression structurale, soit vers l'ONO et le NO entre 10 ka à 9,6 ka  $^{14}\text{C}$  BP (11,35 – 11,55 à 11,05 – 10,95 cal. ka) et vers le NO et le NNO entre 9,6  $^{14}\text{C}$  BP à 8,5 ka  $^{14}\text{C}$  BP (10,95-11,05 à 9,5 cal. ka). Le retrait du front glaciaire est accompagné par la mise en place de nombreux dépôts fluvioglaciaires (eskers, deltas juxtaglaciaires, épandage subaérien et subaquatique). L'alignement des épandages

subaquatiques, des deltas juxtaglaciaires, des eskers et des marques d'érosion glaciaire indiquent une atténuation du lobe glaciaire dans la partie nord du lac Saint-Jean, dans les derniers instants de la déglaciation.

L'enfoncement glacio-isostatique a permis aux eaux de la Mer de Goldthwait de pénétrer par le biais du fjord du Saguenay et d'engendrer l'épisode de la Mer de Laflamme. Cette période de transgression marine a vraisemblablement débuté peu après 11,1 ka BP  $^{14}\text{C}$  (12,9 cal ka) dans la région de Tadoussac et elle s'est terminée vers  $8\,000 \pm 640$  ans  $^{14}\text{C}$  BP (8,9 cal ka) (Dionne et Occhietti, 1996 ; Roy et *al.*, 2011) alors que le front glaciaire se situait dans les hautes-terres du Bouclier au nord du lac Saint-Jean. L'analyse des formes associées à la période de transgression marine suggère que cette mer épicontinentale a atteint une élévation de 216 m au nord du lac Saint-Jean (Mélançon), de 170 m au SE du lac Saint-Jean (Métabetchouan) et de 138 m à l'est du territoire (Petit-Saguenay). Les mesures de gauchissements obtenues à partir de l'interpolation des paléorivages suggèrent que la Mer de Laflamme a pénétré dans la vallée du Saguenay-Lac-Saint-Jean en direction du NO à raison d'un taux d'enfoncement glacio-isostatique d'environ 0,41 m/km en direction du NNO (295°N), soit une valeur comparable à celle présentée par Lasalle (1965) de 0,45 m/km et Roy et *al.* (2011) de 0,47 m/km. À son maxima, la Mer de Laflamme occupait une superficie d'environ 7480 km<sup>2</sup> bien délimités dans la portion sud du territoire cartographié, notamment en bordure de l'escarpement de faille. Au nord du lac Saint-Jean, elle pénètre profondément à l'intérieur des principaux tributaires (Ouasiemsca, Mistassini, Samaqua, aux Rats, Mistassibi, Petite-Péribonka et Alex).

Les divers problèmes qui n'auront pas été entièrement résolus au cours de cette étude sont d'abord associés à la superficie de la zone d'étude, puis la quantité et la qualité de certaines données recueillies sur le terrain. Nous sommes d'avis que des travaux plus approfondis dans la partie méridionale du lac Saint-Jean permettraient de mieux définir l'extension maximale des lacs proglaciaires identifiés dans les bassins versants

des rivières aux Iroquois, Ouatouchouan, Ouatouchouaniche, Métabetchouan et Couchepaganiche ainsi que la coalescence de ceux-ci durant la déglaciation. Aussi, malgré les 88 lignes de rivages et les 19 deltas glaciomarins identifiés sur l'ensemble du territoire dans le cadre de la modélisation de la phase maximale de la Mer de Laflamme, nous croyons que des études plus détaillées, notamment par le biais d'une photo-interprétation à l'échelle du 1 : 15 000 permettraient de bonifier le modèle régional et par le fait même, de préciser l'évolution des différentes phases de celle-ci. Finalement, l'absence de datations  $^{14}\text{C}$  au-delà du secteur du lac Saint-Jean ainsi que la justesse des datations  $^{14}\text{C}$  disponibles nous a occasionné plusieurs difficultés lors de la reconstitution des événements paléogéographiques régionaux. L'ajout de nouvelles datations des sédiments par luminescence stimulée optiquement (OSL) dans plusieurs secteurs du territoire permettrait de préciser davantage le schéma de déglaciation régional.

Pour conclure, il nous semble que la nouvelle cartographie réalisée au Saguenay-Lac-Saint-Jean permet de mieux définir la répartition spatiale des formations quaternaires, leur composition et leur position stratigraphique. Aussi, les divers sujets traités au cours de cette recherche permettent d'accroître considérablement les connaissances relatives quant aux modalités du dernier cycle glaciaire, la chronologie relative des principaux mouvements glaciaires, de préciser l'existence et l'évolution des lacs d'obturation glaciaire au sud du lac Saint-Jean et de modéliser par le biais des systèmes d'information géographique (SIG) l'extension maximale atteinte par la Mer de Laflamme à l'intérieur de la zone d'étude.

ANNEXE A

COORDONNÉES GÉOGRAPHIQUES DES SITES PRÉSENTÉS

## ANNEXE A

Arrêts	Feuillets SNRC	Altitude (m)	Estant	Nordant	Projection
09EL070003	032A08	117	710779	5369561	NAD27
09EL070070	032A16	192	681728	5429824	NAD83
09EL081019	022D06	159	337122	5352776	NAD83
09EL081024	022D06	338	337305	5346861	NAD83
09EL081030	022D06	167	339659	5352291	NAD83
09EL081037	022D06	153	341678	5357922	NAD83
09EL081050	022D06	178	315619	5357782	NAD83
09EL081059	022D06	82	334611	5369447	NAD83
09EL081062	022D06	98	325724	5371961	NAD83
09EL081072	022D06	144	350993	5372815	NAD83
09EL081077	022D06	35	342677	5366857	NAD83
09GA080022	022D05	269	286324	5367191	NAD83
09GB070005	032A08	270	278738	5353127	NAD83
09GB070020	032A08	315	710725	5356786	NAD83
09GB070021	032A08	349	715119	5355918	NAD83
09GB070027	032A09	295	692198	5375789	NAD83
09GB070060	032A16	99	717041	5410785	NAD83
09GB080124	022D12	149	309178	5393627	NAD83
09GB080136	022D05	176	312025	5364623	NAD83
09RD070008	032A16	NA	696500	5430937	NAD83
EL06100008	022D06	138	341121	5357735	NAD83
EL06100042	022D05	208	286340	5361255	NAD83
EL07100050	022D05	167	291261	5362480	NAD83
EL07100072	032A15	196	665594	5418968	NAD83
EL07100104	032A15	165	669667	5405766	NAD83
EL07100153	022D13	162	285613	5411191	NAD83
EL07100171	022D12	172	306246	5401897	NAD83
EL07100202	022D12	115	301352	5381341	NAD83
EL07100208	022D12	107	297483	5385383	NAD83
EL07100215	022D12	92	305678	5382454	NAD83
EL07100219	022D12	78	307242	5382042	NAD83
EL07100231	022D12	152	313677	5385515	NAD83
EL07100238	022D12	155	315398	5382952	NAD83

EL08100285	022D06	20	337505	5370664	NAD83
EL08100311	022D07	162	362356	5368478	NAD83
EL08100348	022D07	174	373547	5367084	NAD83
EL08100369	022D06	86	323446	5373445	NAD83
EL08100370	022D07	286	386592	5347981	NAD83
GB07100100	032H01	213	714005	5435815	NAD27
GB07100131	032H02	271	674147	5452404	NAD27
GB07100159	032A01	394	691808	5333386	NAD27
GB08100201	032A01	329	706622	5342129	NAD27
GB08100215	022D08	99	420791	5353802	NAD27
GB08100221	022D08	119	424086	5353738	NAD27
NH08100033	022D10	428	359717	5391191	NAD83
NH08100038	022D10	460	358964	5399860	NAD83
SM06100026	022D11	156	347471	5375815	NAD83
SM07100068	022D11	134	316524	5384606	NAD83
SM07100079	032A16	162	696115	5420047	NAD83
SM07100089	032A09	240	686261	5380740	NAD83
SM07100104	032A10	185	669989	5396927	NAD83
SM07100133.1	032A08	181	703116	5374605	NAD83
SM08100158	022D01	119	418855	5339456	NAD83
SM08100179	022D01	140	405957	5339306	NAD83
EHG10-40	032A16	158	669430	5412928	NAD83

## ANNEXE B

COMPILATIONS DES DATATIONS AU  $^{14}\text{C}$  SUR DIVERS MATÉRIAUX À  
L'ENSEMBLE DE LA RÉGION DU SAGUENAY-LAC-SAINT-JEAN

## ANNEXE B

Région	Sites	Localités	Alt. (m)	No. Lab	Âge BP	Âge cal.	Espèces fossilifères	Dépôts	Longitude O	Latitude N	Référence
Bas-Saguenay	A	Pointe aux Vaches	8	TO-2890	11 130 ± 80	12 999	Macoma balthica	Limon-argile	69°40'50"	48°08'20"	Dionne et Occhietti (1996)
	B	Pointe aux Vaches	35	Beta-79125	11 120 ± 60	12 989	Macoma balthica	Limon	69°43'30"	48°05'00"	Dionne et Occhietti (1996)
	C	riv. Moulin à Baude	83	I-5922	10 400 ± 150	12 163	Macoma balthica	sable fin strat. & argile	69°43'40"	48°11'50"	Dionne et Occhietti (1996)
Haut-Saguenay	D	Bagotville	152	I-3605	10 650 ± 160	12 492	n/a	Marne provenant d'un kettle	71°00'50"	48°19'20"	Lasalle (1968)
	E	La Baie (secteur est)	12	I-3489	9 940 ± 230	11 462	n/a	Débris de plantes	70°47'41"	48°20'10"	Lasalle (1968)
	F	Chicoutimi	105	Gx-1497	9 930 ± 190	11 447	Mya arenaria	Limon stratifié	71°43'54"	48°33'35"	Dionne et Laverdière (1969)
	G	Port-Alfred (La Baie)	53	GSC-1474	9 530 ± 220	10 851	Macoma balthica	Sable et gravier fluvioglaciare remanié	70°53'26"	48°19'55"	Lowdon et Blake (1976)
	H	Saint-Fulgence	160	GrN-4811	9 380 ± 60	10 640	Mya truncata, Macoma balthica	Till remanié	70°46'00"	48°24'42"	Lasalle et Rondot (1967)
	I	Chicoutimi	8	Y-1700	8 680 ± 80	9 721	Hiatella arctica	Sable et gravier fluvioglaciare	71°00'00"	48°26'42"	Lasalle et Rondot (1967)
	J	Saint-Fulgence	110	CGC-14C	8 630 ± 160	9 659	Hiatella arctica	Till remanié	72°23'50"	48°36'50"	Dionne (1968)
	K	Kénogami (Jonquière)	122	Y-1701	8 630 ± 80	9 659	Macoma balthica et Hiatella arctica, Balanus sp.	Sable limoneux	71°23'48"	48°28'30"	Lasalle et Rondot (1967)
	L	Bagotville	70	I-5921	8 550 ± 140	9 560	Mya arenaria	Sable fin limoneux	n/a	n/a	Dionne et Laverdière (1969)
	M	Bagotville (nord)	129	M-2079	8 100 ± 300	9 011	n/a	Matière organique (basal layer of bog)	71°00'50"	48°19'20"	Lasalle (1968)
N	Bagotville	n/a	QU-100	7 000 ± 260	7 841	n/a	Bois	n/a	n/a	Lasalle (1973)	

Régionsites	Localités	Alt. (m)	No. Lab	Âge BP	Âge cal.	Espèces fossilifères	Dépôts	Longitude O	Latitude N	Référence	
Lac-Saint-Jean	O	Grande-Décharge	100	na	11 250	13 114	Fossiles	n/a	71°40'23"	48°37'23"	Tremblay (1971) Inédit
	P	St-Jérôme (Camp musical)	113	Gif-424	10 250 ± 350	11 942	Macoma balthica	Sable et gravier remanié	71°51'00"	48°26'00"	Lasalle et Rondot (1967)
	Q	St-Jérôme (Camp musical)	153	Gif-400	10 060 ± 350	11 649	Macoma Balthica, Hiatella arctica, Portlandia arctica	Sable et gravier remanié (rework outwash)	71°50'00"	48°25'30"	Lasalle et Rondot (1967)
	R	Desbiens	119	Gif-423	9 560 ± 350	10 894	Macoma balthica	Sable deltaïque (rivière Métabetchouan)	71°58'24"	48°24'42"	Lasalle et Rondot (1967)
	S	Pointe Chambord	126,5	Beta 275501	9 440 ± 50	10 723	Macoma balthica, Hiatella arctica	Sables et graviers littoraux	72°08'26"	48°26'53"	Roy et al. (2011)
	T	St-Cœur-de-Marie	100	GSC-1555	9 350 ± 280	10 598	Portlandia arctica	Argile marine	71°43'20"	48°37'35"	Lowdon et Blake (1976)
	U	St-Jérôme (Camp musical)	121	GSC-375	9 340 ± 160	10 585	Macoma balthica	Gravier littoral	71°51'00"	46°26'05"	Dyck et al., (1963) ; Lasalle (1965)
	V	St-Nazaire	145	GX-1495	8 710 ± 230	9 759	Hiatella arctica	Sable et gravier fluvioglaciaire remanié	71°32'10"	48°32'50"	Dionne et Laverdière (1969)
	W	Alma	130	GSC-313	8 680 ± 140	9 721	Hiatella arctica, Macoma balthica	Argile marine	71°38'11"	48°31'00"	Dyck et al. (1963) ; Lasalle (1965) ; Tremblay (1971)
	X	St-Félicien	110	GSC-951	8 630 ± 160	9 659	Hiatella arctica	Limon argileux	72°23'50"	48°36'50"	Dionne et Laverdière (1969)
	Y	Saint-Ludger-de-Milot	190,5	I-3144	7 750 ± 135	8 598	n/a	Matière organique	71°51'22"	48°56'55"	Lasalle (1968)
	Z	Desbiens (hautes-terres)	236	Y-1557	7 430 ± 160	8 256	n/a	Matière organique (basal layer of bog)	72°01'00"	48°23'25"	Lasalle (1966)
	AA	Sainte-Monique (Pointe-Taillon)	121,9	I-3143	6 950 ± 135	7 795	n/a	Matière organique (basal layer of bog)	71°53'10"	48°42'35"	Lasalle (1968) Inédit
	BB	Shipshaw (Saint-Jean-Vianney?)	74	I-3142	420 ± 90	na	n/a	Matière organique (bois)	71°12'55"	48°28'58"	Lasalle et Chagnon (1968)
	CC	Saint-Jean-Vianney	66	I-3143	560 ± 90	na	n/a	Matière organique (bois)	71°11'40"	48°27'15"	Lasalle et Chagnon (1968)

## BIBLIOGRAPHIE

- Andrews, A. (1982). On the reconstruction of Pleistocene ice sheets : a review. *Quaternary Science Reviews*, 1, 1-30
- Ashley, G. M. (1988). Classification of glaciolacustrine sediments. Dans Goldthwait R. P. and Matsch, C. L. (dir.), *Genetic classification of Glacigenic Deposits*. (p. 243–260) A. A. Balkema, Rotterdam.
- Ashley, G.M. (2002). Glaciolacustrine environnements. Dans Menzies, J. (dir.), *Modern and past glacial environment (revised student edition)*. (p. 335 -361) Éditions Butterworth / Heinmann, Oxford,.
- Ashley, G.M. et Warren, W. P. (1997). The ice-contact environment. *Quaternary Science Reviews*, 16, 629-634
- Baddeley, F.H., Nixon, W., Hamel, J., Bouchette, J. et Proulx, J.P. (1829). *Rapports des commissaires pour explorer le Saguenay ; Journaux de la Province du Bas-Canada*, seconde session du XIIIe parlement provincial, session 1819, appendice V. Québec, 108-171.
- Banerjee , I. et McDonald, B.C. (1975). Nature of esker sedimentation. Dans A.V. Jopling and B.C. McDonald. (dir.) Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation. *Society of economic paleontologists and mineralogists*, special publication 23, 132- 154
- Barlow, A.A., Gwillim, J.C. et Faribault, E.R., (1912). *Rapport sur la géologie et les ressources minières de la région de Chibougamau (Québec)*. Québec : Ministère de la Colonisation, des Mines et des Pêcheries.
- Beaudoin, G. et Cousineau, P. (2011). *Géologie des formations superficielles. Région de Ferland. Feuille 22D02*. [Carte]. 1:50 000. Montréal : Université du Québec à Montréal.
- Beaudoin, G. et Cousineau, P. (2011). *Géologie des formations superficielles. Région de Cap-Éternité. Feuille 22D08*. [Carte]. 1:50 000. Montréal : Université du Québec à Montréal.

Beaudoin, G. et Cousineau, P. (2011). *Géologie des formations superficielles. Région du Lac Vermont. Feuille 22D14*. [Carte]. 1:50 000. Montréal : Université du Québec à Montréal.

Beaudoin, G. et Cousineau, P. (2011). *Géologie des formations superficielles. Région du Lac des Commissaires. Feuille 32A01*. [Carte]. 1:50 000. Montréal : Université du Québec à Montréal.

Beaudoin, G. et Cousineau, P. (2011). *Géologie des formations superficielles. Région de Mélançon. Feuille 32H01*. [Carte]. 1:50 000. Montréal : Université du Québec à Montréal.

Beaudoin, G. et Cousineau, P. (2011). *Géologie des formations superficielles. Région de Girandvill. Feuille 32H02*. [Carte]. 1:50 000. Montréal : Université du Québec à Montréal.

Beaudry, L. M. et Prichonnet, G. (1991). Formation of De Geer Moraines Deposited subglacially, Central Quebec. *Géographie physique et Quaternaire*, 49(3), 337-361. <http://id.erudit.org/iderudit/033059ar>

Bellaire, P. (1971). Déglaciation, glacioeustatisme, isostasie : les mers du Post-glaciaire candien. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, 8 (2), 51 – 55

Benn, D.I. et Evans, D.J.A. (2010). *Glaciers and glaciation (2e éd.)*. Londres : Hodder Education,

Bennett, M.R (2001). The morphology, structural evolution and significance of push moraines. *Earth Science Reviews*, 53, 197–236.

Bennett, M.R. et Glasser, N.F. (2009). *Glacial Geology (2e éd.)*. Oxford : Wiley-Blackwell.

Blanchard, R. (1933). Études canadiennes ; IV, le Saguenay et le Lac Saint-Jean. *Revue Géographique Alpine*, 21, 5-174.

Boisvert, E., Bolduc, A.M., Bourque, E., Fagnan, N., Fortier, R., Girard, F., Larose-Charette, D., Lefebvre, R., Martel, R., Michaud, Y., Paradis, D., Parent, M. et Vigneault, H. (2008). *Guide méthodologique pour la caractérisation régionale des aquifères granulaires*. Québec : Ressources naturelles Canada et INRS. [http://www.mddep.gouv.qc.ca/eau/souterraines/aquiferes/guide\\_granulaires.pdf](http://www.mddep.gouv.qc.ca/eau/souterraines/aquiferes/guide_granulaires.pdf)

Boulton, G.S., (1986). Push-moraines and glacier-contact fans in marine and terrestrial environments. *Sedimentology*, 33, 677-698

Bouchard, R., Dion, D.J., et Tavano, F. (1983). Origine de la pré-consolidation des argiles du Saguenay, Québec. *Revue Canadienne de Géotechnique*, 20, 315-328.

Bostock, H.S. (1972). Subdivisions physiographiques du Canada. Dans Douglas, R.J.W. et L.P.Tremblay (dir.), *Géologie et ressources minérales du Canada : partie A (chapitres I à VII)* (5e ed.,p. 12-34). Ottawa : Commission géologique du Canada.

Brazeau, A. (2011). *Inventaire des ressources en granulats de la région de la réserve faunique des Laurentides*. (Rapport géologique RG 2011-04) Québec : Ministère des ressources naturelles.

Brodeur, G. (1970). *Géomorphologie des crêtes morainiques à Bilodeau, région du Lac Saint-Jean, Québec*. (Mémoire de maîtrise). Université Laval

Brook, G.R., et Lawrence, D.E. (1999). The drainage of the lake Ha ! Ha! Reservoir and downstream geomorphic impacts along Ha! Ha! River, Saguenay area, Quebec, Canada. *Geomorphology*, 28, 141-168

Brzezinski, L.S., (1970). A review of the 1924 Kenogami landslide, *Canadian Geotechnical Journal*, vol. 8(1), 1-6

Buies, A. (1896). Le Saguenay et le lac St-Jean : étude historique, géographique et agricole. Dans A. Côté et al. (dir.), *Ouvrage historique et descriptif*, (p.258-281). Québec : Éditions Brousseau

Cailleux, A. et Dionne, J.-C. (1972). Concrétions calcaires quaternaires dans le parc des Laurentides, Québec. *Revue de Géographie de Montréal*. 26(4), 361-379

Chalmers, R. (1905). *Géologie des dépôts superficiels de la partie orientale de la province de Québec*. Canada : Commission géologique du Canada, 16, partie A, 257-270.

Chagnon, J.Y. (1970). *Étude des dépôts meubles au lac Saint-Jean*. (Rapport géologique DP-41) Québec : Ministère de l'énergie et des ressources naturelles.

Chauvin, L., Martineau, G. et Lasalle, P. (1985). *Deglaciation of the lower St. Lawrence Region, Quebec*. Geological Society of America. Special Papers 197, 111-124

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

Clark, C.D., Evans J.A., Khatwa, A., Bradwell, T., Jordan, C.J., Marsh, S.H., Mitchell, W.A., et Bateman, M.D (2004). Map and GIS database of glacial landforms and features related to the last British Ice Sheet. *Boreas*, 33, 359-375

Clayton, L., Attig, J.W, Ham, N.R, Johnson, M.D., Jennings, C.E, Syverson, K.M (2008). Ice-walled-lake plains: Implications for the origin of hummocky glacial topography in middle North America. *Geomorphology*, 97, 237-248

Clibbon, P. et Bergeron, R. (1962). Notes on the Geology and Physiography of the Lake Saint-Jean Area, Québec. *Cahiers de géographie du Québec*, 7(13), 81-100. <http://id.erudit.org/iderudit/020420ar>

Coleman, A.P. (1927). Glacial and Interglacial Periods in Eastern Canada. *Journal of Geology*. 35(5), 285-403.

Dahl, R. (1965). Plastically sculptured detail forms on rock surfaces in the northern norland, Norway. *Geografiska Annaler*. 47(2), 83-140. <http://www.jstor.org/stable/520957>

Daigneault, R.-A., Cousineau, P., Leduc, E., Beaudoin, G., Milette, S., Horth, N., Roy, D.W., Lamothe, M. et Allard, G., 2011 (2011). *Rapport final sur les travaux de cartographie des formations superficielles réalisés dans le territoire municipalisé du Saguenay-Lac-Saint-Jean (Québec) en 2009-2011*. Montréal : Université du Québec à Montréal.

Daigneault, R.-A. et Occhietti, S. (2006). Les moraines du massif Algonquin, Ontario, au début du Dryas récent, et corrélation avec la Moraine de Saint-Narcisse. *Géographie physique et Quaternaire*, 60(2), 103-118. <http://www.erudit.org/revue/gpq/2006/v60/n2/016823ar.html>

Dadswell, M. J (1973) Distribution, ecology, and postglacial dispersal of certain crustaceans and fishes in Eastern North America. *Zoology*, 11, 110 pages.

Denis, T.B. (1933). Partie Nord-ouest de la région du lac Saint-Jean. Dans Dresser, J.A. (dir.) *Rapport annuel du service des mines de Québec : Partie D* (p.63-104). Québec : service des mines.

Derruau, M. (1956). Le problème de la chronologie finiglaciaire et postglaciaire dans la région de Québec d'après quelques travaux récents. *Cahiers de géographie du Québec*, 1(1), 21-24. <http://id.erudit.org/iderudit/020002ar>

Derruau, M. (1959). Un problème morphologique de la région du Lac-Saint-Jean. *Cahiers de géographie du Québec*, 3(6), 149-152. <http://id.erudit.org/iderudit/020174ar>

Desbiens, S. et Lespérance P. J. (1988). Stratigraphy of the Ordovician of the lac Saint-Jean and Chicoutimi outliers, Québec. *Canadian Earth Sciences*. 26, 1185-1202.

Dieummegearde et Vallée (1999) Anciens glissements de terrain : ville de La Baie. [Carte numérique]. Québec : Université du Québec à Chicoutimi.

Dimroth, E., Woussen, G. et Roy, D. W. (1981). Geologic history of the Saguenay region, Quebec (central granulite terrain of the Grenville province) : A working hypothesis. *Canadian Earth Sciences*, 18, 1506-1522

Dionne, J.-C. (1967). Quelques formes mineures de dissolution littorale des calcaires en milieu lacustre (Est du Québec), *Cahiers de géographie du Québec*, 11(24), 566-569 <http://id.erudit.org/iderudit/020747ar>

Dionne, J.C. (1968). Fossiles marins pléistocènes dans la partie nord du lac Saint-Jean. *Naturaliste canadien*. 95, 1401-1408.

Dionne, J.-C. (1970). Structures sédimentaires dans du fluvioglacière, lac Saint-Jean, Québec. *Revue de Géographie de Montréal*. 24(3), 255-263

Dionne, J.-C. (1971). Contorted structures in unconsolidated quaternary deposits, lake Saint-Jean and Saguenay regions, Québec. *Revue de géographie de Montréal*. 25(1), 5-33

Dionne, J.-C. (1972a). Formes de corrosion dans l'anorthosite sur le rivage est du lac Saint-Jean, *Cahiers de géographie du Québec*, 16(39), 489-493. <http://id.erudit.org/iderudit/021087ar>

Dionne, J.-C. (1972b). Les basses terrasses de la région de Chicoutimi, Québec. *Revue de géographie de Montréal*. 26(4), 407-420

Dionne, J.-C. (1972c). Troncs d'arbres fossiles le long de la Sainte-Marguerite-Ouest (Saguenay), *Revue de géographie de Montréal*. 26(2), 206-208.

Dionne, J.-C. (1972d). La dénomination des mers du postglaciaire au Québec. *Cahiers de géographie du Québec*, 16(39), 483-487. <http://dx.doi.org/10.1007/s11118-010-9176-y>

Dionne, J.C. (1972e). *Cartes morpho-sédimentologiques du Saguenay-Lac-Saint-Jean*. (22C04, 22C05, 22D01, 22D02, 22D03, 22D04, 22D05, 22D06, 22D07, 22D08, 22D10, 22D11, 22D12, 22D13, 22D14, 32A01, 32A07, 32A08, 32A09, 32A10, 32A15, 32A16, 32H01, 32H02). [Carte] Échelle 1 : 50 000. Environnement Canada.

- Dionne, J.C. (1973). La dispersion des cailloux ordoviciens dans les formations quaternaires, au Saguenay-Lac-Saint-Jean, Québec. *Revue de géographie de Montréal*. XXVII(4), 339-364.
- Dionne, J.-C. (1977). La mer de Goldthwait au Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 31(1-2), 61-80. <http://id.erudit.org/iderudit/1000055ar>
- Dionne, J.-C. (1984). Le rocher profilé : une forme d'érosion glaciaire négligée. *Géographie physique et Quaternaire*, 38(1), 69-74. <http://id.erudit.org/iderudit/032537ar>
- Dionne, J.-C. (1986). Blocs de dolomie à stromatolites sur les rives de l'estuaire du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 40(1), 93-98. <http://id.erudit.org/iderudit/032626ar>
- Dionne, J.-C. (1987). Tadpole rock (rocdrumlin) : a glacial streamline moulded form. In Menzies, J. and Rose, J. (dir.), *Drumlin symposium*, Balema, Rotterdam, 149-59.
- Dionne, J.C. (1994). Les erratiques lointains de l'embouchure du Saguenay, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*. 48(2) 179-194. <http://id.erudit.org/iderudit/032995ar>
- Dionne, J.-C. et Boucher, P. (1967). Levé des striures glaciaires le long de la nationale 54-A (parc des Laurentides). *Cahiers de géographie du Québec*, 11(24) 574-576. <http://id.erudit.org/iderudit/020749ar>
- Dionne, J.-C., Garneau, M. (1998, mai). *Relative Sea-Level variations during the Holocene, middle St.-Lawrence estuary*. Excursion organisé par la Geological Association of Canada (GAC), Mineralogical Association of Canada (MAC), l'association des géologues et géophysiciens du Québec (APGGQ), International Association of Hydrogeologists (IAH), Canadian Geophysical Union (CGU), 21 mai 1998. Québec.
- Dionne, J.-C. et Laverdière, C. (1972). Ice formed beach features from lake St. Jean. Jean, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 9(8). 979-990.
- Dionne, J.C. et Occhietti, O. (1996). Aperçu du quaternaire à l'embouchure du Saguenay, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*. 50(1), 5-34. <http://id.erudit.org/iderudit/033072ar>
- Dion, D.-J. (1986). *Levé géotechnique de la région de Jonquière-Chicoutimi-La Baie*. (Rapport 86-51). Québec : Ministère de l'énergie et des ressources, direction générale de l'exploration géologique et minérale.

- Dresser, J.A. (1916). *Part of the district of the Lake St. John, Quebec*. (mémoire 92) Ottawa : Commission géologique du Canada.
- Dresser, J.A. et Denis, T.C. (1946). *La géologie de Québec, vol.2, géologie descriptive*. (Rapport géologique 20) Québec : Ministère des Mines.
- Dubois, J.-M. (1977). La déglaciation de la Côte Nord du Saint-Laurent : analyse sommaire. *Géographie physique et Quaternaire*, 31(3), 229-246.  
<http://id.erudit.org/iderudit/1000275ar>
- Dubois, J.-M. (1979). *Téledétection, cartographie et interprétation des fronts glaciaires sur la côte nord du Saint-Laurent entre le lac Saint-Jean et le Labrador*. (Bulletin de recherche n. 42) Québec : Université de Sherbrooke.
- Duchesne, M. (2001) *Sédimentologie de dépôts quaternaires graveleux dans le bassin versant de la rivière Chicoutimi à Laterrière, Québec*. (Mémoire de maîtrise). Université du Québec à Chicoutimi.
- Drzyzga, S. A (2007) Relict shoreline features at Cockburn Island, Ontario. *Journal of Paleolimnology*, 37, 411-417.
- Drzyzga, S. A., Shortridge A. M. et Schaetzl R. J. (2012). Mapping the phases of Glacial Lake Algonquin in the upper Great Lakes region, Canada and USA, using a geostatistical isostatic rebound model. *Journal of Paleolimnology*, 47, 357-371.
- Dyke, A.S., (2004). An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada, p. 373-424. Dans J. Ehlers and P.L. Gibbard (dir.), *Quaternary Glaciations, Extent and Chronology Part II: North America* (p. 68-88). New York : Elsevier.
- Dyke, A. S. et Prest, V. K. (1987). Late Wisconsinan and Holocene History of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 41(2) 237-263.  
<http://id.erudit.org/iderudit/032681ar>
- Dyke, A. S., Dredge, L.A. et Vincent, J.-S. (1982). Configuration and Dynamics of the Laurentide Ice Sheet During the Late Wisconsin Maximum. *Géographie physique et Quaternaire*, 36(1-2) 5-14. <http://id.erudit.org/iderudit/032467ar>
- Dyke, A.S., Dredge, L.A., et Hodgson, D.A. (2005). North American Deglacial Marine And Lake Limit Surfaces. *Géographie Physique et Quaternaire*, 59(2-3), 155-185. <http://www.erudit.org/revue/gpq/2005/v59/n2-3/014753ar.pdf>

- Dyke, A. S., Andrews, J. T., Clark, P.U., England, J. H., Miller, Shaw, J. et Veillette, J.J. (2002). The Laurentide and Innuitian ice sheets during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21, 9–31
- Dyck.W., et Fyles, J.G. (1963). *Geological Survey of Canada Radiocarbon Dates I and II* (Paper 63-21). Ottawa : Geological Survey of Canada.
- Dyck.W., et Fyles, J.G. (1964). *Geological Survey of Canada Radiocarbon Dates III* (Paper 64-40). Ottawa : Geological Survey of Canada.
- Dyck.W., Lowdon, J.A., Fyles, J.G. et Blake, W. (1966). *Geological Survey of Canada Radiocarbon Dates V* (Paper 66-48). Ottwaw : Geological Survey of Canada.
- Evans, D.J.A. (2005) *Glacial landsystems*. New-York : Hodder Arnold Publication.
- Elson, J. A. (1969). Late Quaternary Marine Submergence of Quebec. *Revue de géographie de Montréal*. 23(3), 247-258
- England, J. (1987). Glaciation and the evolution of the Canadian high arctic landscape, *Geology*. 15, 419-24
- England, J., Smith, R. et Evans, D. J. A. (2000). The last glaciation of east-central Ellesmere Island, Nunavut : ice dynamics, deglacial chronology, and sea level change. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 37, 1355–1371
- Fairbanks, R.G. (2005). *Radiocarbon age to calendar age conversion*. le 14 septembre 2014 de <http://radiocarbon.ldeo.columbia.edu/cgi-bin/radcarbcal>
- Flint, R.F (1971). *Glacial and Quaternary geology*. New York, John Wiley and Sons, Inc.
- Frost, N.H. et Lilly, J.E. (1966). *Crustal movement in the Lake St. John area*. (Rapport technique GR-5). Ottawa : Geodetic survey of Canada.
- Gagnon, H. (1974) *La photo aérienne ; son interprétation dans les études de l'environnement et de l'aménagement du territoire*. Montréal, Éditions HRW.
- Graf, W. L (1970). The geomorphology of the glacial valley cross section. *Arctic and Alpine Research*, 2(4), 303-312. <http://www.jstor.org/stable/1550243>
- Glasser, N.F and Ghiglione, M.C. (2009). Structural, tectonic and glaciological controls on the evolution of fjord landscapes. *Geomorphology*, 105, 291-302

Hardy, L. (1968). *Considération sur la paléogéographie postglaciaire dans le secteur Alma-Arvida*. (Mémoire de maîtrise) Université Laval

Hardy, L. (1970). *Géomorphologie glaciaire et post-glaciaire de Saint-Siméon à Saint-François-d'Assise, comtés de Charlevoix-Est et de Chicoutimi*. (Mémoire de maîtrise) Université Laval.

Hardy, L. (1977). La déglaciation et les épisodes lacustre et marin sur le versant québécois des basses terres de la baie de James. *Géographie physique et Quaternaire*, 31(3-4), 261-273. <http://id.erudit.org/iderudit/1000277ar>

Henderson, P. J. (1988). Sedimentation in an esker system influenced by bedrock topography near Kingston, Ontario. *Canadian journal of Earth Sciences*, 25, 987-999

Higgins, M.D. and van Breemen, O. (1996). Three generations of anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) magmatism, contact metamorphism and tectonism in the Saguenay-Lac-Saint-Jean region of the Grenville Province, Canada. *Precambrian Research*. 79, 327-346.

Hillaire-Marcel, C. (1979). Les mers post-glaciaires du Québec : quelques aspects. (These de doctorat). Université Pierre et Marie Curie.

Hillaire-Marcel, C. (1980). Les faunes des mers post-glaciaires du Québec : quelques considerations paleoecologiques. *Géographie physique et Quaternaire*, 34, 3-59. <http://id.erudit.org/iderudit/1000383ar>

Hillaire-Marcel, C. et Occhietti, S. (1977). Fréquence des datations au  $^{14}\text{C}$  de faunes marines post-glaciaires de l'est du Canada et variations paléoclimatiques. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 21, 17-54.

Horth, N. et Daigneault, R.-A. (2011). *Géologie des formations superficielles. Région du Lac Jalobert. Feuillet 22D10*. [Carte]. 1:50 000. Montréal : Université du Québec à Montréal.

Keele, J. (1916). *Rapport préliminaire sur les dépôts d'argile et de schistes de la province de Québec*. (mémoire 64, 7), Ottawa : Commission géologique du Canada.

Kirkbride, M.P. (1989). The influence of sediment budget on the geomorphologic activity of the Tasman Glacier, Mount Cook National Park, New Zealand. (Thèse de doctorat) non publié, University of Canterbury.

Kor, P. S. G., Shaw, J. et Sharpe, D. R. (1991). Erosion of bedrock by subglacial meltwater, Georgian Bay, Ontario: a regional view. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 28, 623-642

- Kumarapeli, P.S. et Saull, V.A. (1966). The St. Lawrence valley system : A north American equivalent of the east African rift Valley System. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 3, 639-658
- Laflamme, J.C.K. (1882). *Lettre adressée à monseigneur Dominique Racine*, datée du 5 septembre 1882, Archives du Séminaire de Chicoutimi.
- Laflamme, J.C.K. (1883). Note sur la géologie du lac Saint-Jean, *Proceedings and Transactions of the Royal Society of Canada*, 1, 163-164.
- Laflamme, J.C.K. (1886). Le Saguenay ; essai de géographie physique. *Bulletin de la Société de Géographie du Québec*, 1(4), 47-65.
- Lajoie, P.G. (1974). Les coulées d'argile des Basses-terrasses de l'Outaouais, du Saint-Laurent et du Saguenay. *Revue de géographie de Montréal*, 28(4), 419-428.
- Larochelle, P., Chagnon, J. Y. et Lefebvre, G. (1969). Regional geology and landslide in the marine clay deposits of eastern Canada. *Canadian Geotechnical Journal*, 7, 145-156
- Larochelle, P. (1974) *Rapport de synthèse des études de la coulée d'argile de Saint-Jean-Vianney*. (Rapport S-151), Québec : Ministère des richesses naturelles.
- LaRocque, A., Leblon, B., Dubois, J.-M. et LaRocque, G. (2005). Délimitation de la limite marine tardiglaciaire dans la vallée de la rivière Saint-François, Québec méridional, Canada. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*. 4, 311-326. <http://geomorphologie.revues.org/592>
- Lasalle, P. (1965). A radiocarbon date from the Lake St. John area, Quebec. *Science*. 149, 860-862. <http://www.jstor.org/stable/1716056>
- Lasalle, P. (1966). *Géologie de la région d'Hébertville (dépôts meubles) comtés de lac Saint-Jean-Kénogami et Roberval*. (Rapport RP-546), Québec : Ministère des richesses naturelles.
- Lasalle, P. (1968). *Excursion géologique du Quaternaire au Saguenay-Lac-Saint-Jean*. [Guide d'excursion]. Contribution au congrès de l'ACFAS Québec : Ministère des Richesses Naturelles.
- Lasalle, P (1973a). *Géologie de surface de la région de St-Jean-Vianney*. (Rapport géologique DP-136), Québec : Ministère de l'énergie et des ressources.
- Lasalle, P. (1973b). *Géologie des sédiments meubles*. (Rapport géologique DP-124), Québec : Ministère des richesses naturelles.

- Lasalle, P. et Chagnon, J.-Y. (1968). An ancient landslide along the Saguenay River, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 5, 548-549
- Lasalle, P. et Elson, J.A. (1975). Emplacement of the St.Narcisse moraine as a climatic event in eastern Canada. *Quaternary Research*, 5, 621-625
- Lasalle, P. et Rondot, J. (1967). New  $^{14}\text{C}$  date from the Lac Saint-Jean area, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 4, 568-571.
- Lasalle, P. et Tremblay, G. (1978). *Dépôts meubles-Saguenay-Lac-Saint-Jean*. (Rapport géologique 191), Québec : Direction générale de la recherche géologique.
- Laurin, A.F. et Sharma, K.N.M. (1975). *Région des rivières Mistassini, Péribonca et Saguenay (Grenville 1965-1967)*. (Rapport géologique 161). Québec : Ministère des richesses naturelles.
- Laverdière, C. et Dionne, J.C. (1967). Une nouvelle forme glaciaire : les micro-bourrelets concentriques de plage. *Cahiers de géographie du Québec*, 11(24), 570-573. <http://id.erudit.org/iderudit/020748ar>
- Laverdière, C. et Dionne, J.C. (1969a). Sites fossilifères du Golfe de Laflamme. *Revue de géographie de Montréal*. 23(3), 259-270.
- Laverdière, C. et Dionne, J.C. (1969b). Les roches dissymétriques de l'est du Lac Saint-Jean. *Revue de géographie de Montréal*. 23(3) 358-365.
- Laverdière, C. et Guimont, P. (1980). Le vocabulaire de la géomorphologie glaciaire, IX. Terminologie illustrée des formes mineures d'érosion glaciaire. *Géographie physique et Quaternaire*, 34(3) 363-377. <http://id.erudit.org/iderudit/1000419ar>
- Laverdière, C. et Mailloux, A. (1956). État de nos connaissances d'une transgression marine post-glaciaire dans les régions du Haut Saguenay et du Lac Saint-Jean. *Revue canadienne de géographie*. 10(4), 201-220.
- Lebuis J., (1971). *Géologie des dunes de sables de La région du lac Saint-Jean*. (mémoire de maîtrise). Université de Montréal
- Leduc, E. et Daigneault, R.-A., (2011). *Géologie des formations superficielles. Région d'Hébertville. Feuillet 22D05*. [Carte]. 1 : 50 000. Montréal : Université du Québec à Montréal.
- Leduc, E. et Daigneault, R.-A., (2011). *Géologie des formations superficielles. Région de Jonquière-Chicoutimi. Feuillet 22D06*. [Carte]. 1 : 50 000. Montréal : Université du Québec à Montréal.

Leduc, E. et Daigneault, R.-A., (2011). *Géologie des formations superficielles. Région de La Baie. Feuille 22D07*. [Carte]. 1 : 50 000. Montréal : Université du Québec à Montréal.

Leduc, E. et Daigneault, R.-A., (2011). *Géologie des formations superficielles. Région de Alma. Feuille 22D12*. [Carte]. 1 : 50 000. Montréal : Université du Québec à Montréal.

Leduc, E. et Daigneault, R.-A., (2011). *Géologie des formations superficielles. Région de Rivière Alex. Feuille 22D13*. [Carte]. 1 : 50 000. Montréal : Université du Québec à Montréal.

Leduc, E. et Daigneault, R.-A., (2011). *Géologie des formations superficielles. Région de Normandin. Feuille 32A15*. [Carte]. 1 : 50 000. Montréal : Université du Québec à Montréal.

Legget, R. F. et Lasalle, P. (1978). Soil studies at Shipshaws, Quebec : 1941 and 1969. *Canadian Geotechnical Journal*. 15, 556-564

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

Levson, V.M. et Rutter, N.W. (1989) Late Quaternary stratigraphy, Sedimentology, and history of the Jasper townsite area, Alberta, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 26, 1325-42

Linden, M. et Möller, P. (2005). Marginal formation of De Geer moraines and their implications to the dynamics of grounding-line recession. *Journal of Quaternary Science*, 20, 113–133.

Linton, D.L. (1963). The Forms of Glacial Erosion. *The Royal Geographical Society*. 33 (Dec., 1963), 1-28

Locat, J. et Levesque, C. (2009). Le fjord du Saguenay : une physiographie et un registre exceptionnels. *Revue des sciences de l'eau*. 22(2), 135-157.

Locat, P., Locat, J., Leroueil, S., Urgeles, R., Hart, B. et Long, B. (2001). *Caractérisation préliminaire du glissement sous-marin de la Pointe-du-Fort, Fjord du Saguenay, Québec, Canada*. Actes du colloque organisé par la AIH et SCG sur l'eau souterraine en 2001 à Calgary. [http://www.cubiq.ribg.gouv.qc.ca/in/faces/details.xhtml?id=p%3A%3Ausmarcdef\\_0000686062](http://www.cubiq.ribg.gouv.qc.ca/in/faces/details.xhtml?id=p%3A%3Ausmarcdef_0000686062)

- Logan, W.E. (1864). *Rapport de progrès depuis son commencement jusqu'à 1863*. (Rapport 26) Ottawa : Commission géologique du Canada
- Lougee, R. L. (1953). A Chronology of Postglacial Time in Eastern North America. *The Scientific Monthly*, 76(5), 259-276. <http://www.jstor.org/stable/20737>
- Lønne, I. (1993). Physical signatures of ice advance in a Younger Dryas ice-contact delta, Troms, northern Norway : implications for glacier-terminus history, *Boreas* 22, 59-70.
- Lønne, I., Nemmec, W. Blikra, L.H. et Lauritsen, T. (2001). Sedimentary architecture and dynamic stratigraphy of a marine ice-contact system. *Journal of sedimentary research*, 71(6) 922-943.
- Low, A.P. (1893). *Rapport annuel pour l'année 1890*. Ottawa : Commission géologique du Canada, vol. 5, partie A, 53-57.
- Lovell, H.L. et Caine, T.W. (1970). *Lake Timiskaming rift valley*. (Miscellaneous paper 39) Ottawa : Publication of the Ontario Department of Mines.
- Lowdon, J.A. et Blake, W., (1973). *Geological Survey of Canada radiocarbon dates XIII*. (paper 73-7) Ottawa : Geological Survey of Canada.
- Mailloux, A. et Dubé, A. (1958). Érosion et conservation des sols dans la région du Lac-Saint-Jean – Saguenay. *Cahiers de géographie du Québec*, 3(5), 77-84. <http://id.erudit.org/iderudit/020115ar>
- Marshall, S.J., James, T.S et Clarke, G.K.C. (2002). North American Ice Sheet reconstructions at the last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21, 175-192.
- Mawdsley, J.B. (1936). The wash-board moraines of the Opawica-Chibougamau Area, Québec. *Proceedings and Transactions of the Royal Society of Canada*, 3(4), 9-12.
- McDonald, B. C. and Banerjee, I. (1971) Sediments and bedforms on a braided outwash plain. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 1282–1301.
- Mekhnache, R. (2005). *Étude sédimentologique des dépôts graveleux du corridor Métabetchouan – Larouche*. (Mémoire de maîtrise) Université du Québec à Chicoutimi.

Ménard, M. (2012). *Caractérisation des phases tardives du lac glaciaire Ojibway dans le nord-ouest de l'Abitibi*. (Mémoire de maîtrise) Université du Québec à Montréal.

Menzies, J. et Shilts, W. W., (2002). Subglacial environment. Dans Menzies, J. (dir.) *Modern and past glacial environment* (revised student edition), Butterworth/Heinmann, Oxford.

Miall, A.D., (1992). Alluvial deposits. Dans Walker, R. G. et James, N.P. (dir.) *Facies models : response to Sea-Level Change*, 119-142. Toronto: Geological association of Canada.

Michaud, J., (1977). *Bassin hydrographique Saguenay-Lac Saint-Jean : introduction à l'élaboration d'une problématique du secteur eau*. Québec : Service de la protection de l'environnement.

Milette, S. (2013). *Application d'un modèle numérique de terrain LIDAR à l'étude des dépôts quaternaires et des lacs proglaciaires de la région du réservoir Gouin en Haute-Mauricie (Québec)*. (Mémoire de maîtrise). Université du Québec à Montréal. <http://www.archipel.uqam.ca/6007/>

Milette, S. et Daigneault, R.-A. (2011). *Géologie des formations superficielles. Région de l'Anse-Saint-Jean. Feuille 22D01*. [Carte]. 1:50 000. Montréal : Université du Québec à Montréal.

Milette, S. et Daigneault, R.-A. (2011). *Géologie des formations superficielles. Région de Saint-Ambroise. Feuille 22D11*. [Carte]. 1:50 000. Montréal : Université du Québec à Montréal.

Milette, S. et Daigneault, R.-A. (2011). *Géologie des formations superficielles. Région de Chambord. Feuille 32A08*. [Carte]. 1:50 000. Montréal : Université du Québec à Montréal.

Milette, S. et Daigneault, R.-A. (2011). *Géologie des formations superficielles. Région de Roberval. Feuille 32A09*. [Carte]. 1:50 000. Montréal : Université du Québec à Montréal.

Milette, S. et Daigneault, R.-A. (2011). *Géologie des formations superficielles. Région de Notre-Dame-de-la-Doré. Feuille 32A10*. [Carte]. 1:50 000. Montréal : Université du Québec à Montréal.

Milette, S. et Daigneault, R.-A. (2011). *Géologie des formations superficielles. Région de Dolbeau-Mistassini. Feuille 32A16*. [Carte]. 1:50 000. Montréal : Université du Québec à Montréal.

Ministère du développement durable, de l'environnement et des parcs. (2002). *Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines*. Québec : Gouvernement du Québec. Récupéré le 19 octobre 2011 de : <http://www.mddep.gouv.qc.ca/eau/souterraines/programmes/acquisition-connaissance.htm>

Nadeau, S. (2011). *Estimation de la ressource granulaire et du potentiel aquifère des eskers de l'Abitibi-Témiscamingue et du sud de la Baie-James*. (Mémoire de maîtrise), Université du Québec à Montréal.

Nemec, W. Lønne, I., et Blikra, L. H. (1999). The kregnes moraine in Gauldalen, west-central Norway : anatomy of a Younger Dryas proglacial delta in a paleofjord basin. *Boreas*, 28, 454-476

Nesje, A et Whillans, I. M (1994). Erosion of Sognefjord, Norway. *Geomorphology* 9, 33-45

Norman, G. W. H., (1938). The last Pleistocene ice-front in Chibougamau district, Quebec, *Proceedings and Transactions of the Royal Society of Canada*, 3(32- 4). 69-86

Nutz, A. (2013). *La déglaciation du bassin du Lac Saint-Jean (Wisconsinien/Holocène, Québec, Canada) : enregistrement d'une régression forcée glacio-isostatique et de l'hydrodynamique d'un système fermé contrôlé par le vent*. (Thèse de doctorat). Université de Strasbourg.

Nutz, A., Ghienne, J. \_F., Schuster, M. Certain, R., Robin, N., Roquin, C., Raynal, O., Bouchette, F., Durringer, P. et Cousineau, P.A. (2013). Seismic-stratigraphic record of a deglaciation sequence: from the marine Laflamme Gulf to Lake Saint-Jean (late Quaternary, Québec, Canada). *Boreas*, 1-21

Occhietti, S. (1983) Laurentide ice sheet: oceanic and climatic implications. *Palaeogeography Palaeoclimatology. Palaeoecology*. 44, 1–22.

Occhietti, S. (2007). The Saint-Narcisse morainic complex and early Younger Dryas events on the southeastern margin of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 61(2-3), 89-117. <http://www.erudit.org/revue/gpq/2007/v61/n2-3/038987ar.pdf>

Occhietti, S., Govare, E., Klassen, R., Parent, M., et Vincent, J. (2004). Late Wisconsinan-Early holocene deglaciation of Quebec-Labrador. *Developments in Quaternary Science*, 2, 243-273.

- Occhietti, S., Parent, M., Shilts, W. W., Dionne, J.-C., Govare, E. et Harmand, D., (2001). Late Wisconsinan glacial dynamics, deglaciation, and marine invasion in southern, Québec. dans Weddle, T.K., and Retelle, M.J., (dir.), *Deglacial History and Relative Sea-Level Changes, Northern New England and Adjacent*. Canada: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 351, 243–270.
- Occhietti, S., Parent, M., Lajeunesse, P. et Robert, F. (2011). Late Pleistocene – Early Holocene Decay of the Laurentide Ice Sheet in Quebec – Labrador. Dans J. Ehler, P. Gibbard et P. Hughes (dir.), *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology* (Vol. 15, p. 601-629). Amsterdam : Elsevier Inc. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00047-7>
- Occhietti, S. et Richard, P.J.H. (2003). Effet réservoir sur les âges  $^{14}\text{C}$  de la Mer de Champlain à la transition Pleistocène-Holocène : révision de la chronologie de la déglaciation au Québec méridional. *Géographie physique et Quaternaire*, 57(2-3), 115-138.
- Ó Cofaigh, C. (1998). Geomorphic and sedimentary signatures of early Holocene deglaciation in high arctic fjords, Ellesmere Island, Canada : implications for deglacial ice dynamics and thermal regime. *Canadian Journal of earth Sciences*, 35, 437-452
- Ó Cofaigh, C., Taylor, J., Dowdeswell, J.A. et Pudsey, C. J. (2003). Paleo-ice streams, trough mouth fans and high latitude continental slope sedimentation. *Boreas* 32, 37-55
- Osborne, F.F. (1951). Parcs des Laurentides ice cap and the Quebec Sea. *Naturaliste Canadien*, 78, 221-251.
- Paradis, S.J., Parent, M., Perret, D. et Bégin, C., (1998). *Géologie des formations superficielles de la région de Saint-Fulgence et la Baie*. [Carte] Échelle 1 : 20000 Québec : Commission géologique du Canada.
- Paradis, S. et Boutin, M. (2000). L'utilisation d'un videorestituteur numérique comme outil de cartographie détaillée (Saguenay, Québec). (Rapport 2000-D13). Québec : Commission Géologique du Canada.
- Parent, M., Dubois, J.-M.M., Bail, P., Larocque, A., et Larocque, G. (1985). Paléogéographie du Québec méridional entre 12 500 et 8000 B.P. *Recherches Amérindiennes au Québec*, 15, 17- 37.
- Parent, M. et Occhietti, S. (1988). Late Wisconsinan deglaciation and Champlain sea invasion in the St. Lawrence valley, Quebec. *Géographie physique et Quaternaire*, 42(3), 215-246. <http://www.erudit.org/revue/gpq/1988/v42/n3/032734ar.html>

Potvin, J., Pellerin, F., Demers, D. et Robitaille, D. (2001). Revue et investigation complémentaire du site du glissement de Saint-Jean-Vianney. Actes du colloque organisé par la AIH et SCG sur l'eau souterraine en 2001 à Calgary. [http://www.cubiq.ribg.gouv.qc.ca/in/faces/details.xhtml?id=p%3A%3Ausmarcdef\\_0000686062](http://www.cubiq.ribg.gouv.qc.ca/in/faces/details.xhtml?id=p%3A%3Ausmarcdef_0000686062)

Price, R. J. (1973). *Glacial and fluvioglacial landforms*. Olivier and Boyd, Edinburgh.

Provencher, L. (1875) Géologie. *Naturaliste Canadien*, 7(4), 307-313

Radforth, N. (1945) Report on the spore and pollen constituents of peat bed in the Shipshaw area, Quebec. *Proceedings and Transactions of the Royal Society of Canada.*, 3 (39) , 131-141

Reineck, H.-E. et Singh, I.B. (1973). *Depositional sedimentary environments: with reference to terrigenous clastics* (2e ed.). Berlin : Springer-Verlag.

Ressources naturelles Canada (2008). *Guide méthodologique pour la caractérisation régionale des aquifères granulaire*. Canada, 141 pages.

Richardson, J. (1858). *Exploration du Lac Saint-Jean*. (Rapport de l'année 1857), Canada : Commission géologique du Canada, 63-82.

Rivers, T., Martignole, J., Gower, CF. et Davidson, A. (1989). New tectonic divisions of the Grenville province, southeast Canadian Shield.. *Tectonics*, 8, 63-84.

Raymond, R. (1971). *Étude pédologique de la région de Chicoutimi*. (Bulletin technique n.16). Québec : Ministère de l'Agriculture et de la colonisation du Québec, Service de la recherche et de l'enseignement.

Richard, P.J.H., et Occhietti, S. (2005).  $^{14}\text{C}$  chronology for ice retreat and inception of Champlain Sea in the St. Lawrence Lowlands, Canada. *Quaternary Research*, 63(3), 353-358. <http://dx.doi.org/10.1016/j.yqres.2005.02.003>

Robert, F. (2001). *Photo-interprétation à grande échelle et système d'information géographique : outils de reconstitution du retrait glaciaire dans les Laurentides*. (Mémoire de maîtrise). Université du Québec à Montréal.

Rondot, J. (1974). L'épisode glaciaire de Saint-Narcisse dans Charlevoix, Québec. *Revue de géographie Montréal*, 28(4), 375-388

Roy, D.W. (2009). *Notes sur la géologie des dépôts meubles au Saguenay-Lac-Saint-Jean*. Québec : Université du Québec à Chicoutimi.

- Roy, D.W., Beaudoin, G., Leduc, É., Rouleau, A., Walter, J., Chesnaux, R. et Cousineau, P.A. 2011. Isostasie postglaciaire différentielle au Lac-Saint-Jean (Québec). GeoHydro 2011, Joint Meeting of Canadian Quaternary Association (CANQUA) and Canadian Chapter of the International Association of Hydrogeologists (IAH-CNC), Quebec City, August 28-31, 2011.
- Rudberg, S. (1973). Glacial erosion forms of medium size – a discussion based on four Swedish case studies. *Geomorphology*, 17, 33-48
- Scott, J.S. (1969). Regional geology and landslides in the marine clay deposits of Eastern Canada : discussion. *Canadian Geotechnical Journal*, vol. 8, 1971 p. 139 - 142
- Shaw, J. (1972). Sedimentation in the ice-contact environment, with exemples from Shropshire (England). *Sedimentology*, 18, 23-62.
- Shaw, J. (1988). Subglacial erosional marks, Wilton Creek, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25, 1256-1267
- Shaw, J. (1994). Hairpin erosional marks, horseshoe vortices and subglacial erosional. *Sedimentary Geology*, 91, 269-283
- Shaw, J., Piper, D.J.W., Fader, G.B.J., King, E.L., Todd, B.J.j, Bell, T., Batterson, M.J. et Liverman, D.G.E. (2006). A conceptual model of the deglaciation of Atlantic Canada. *Quaternary Science Rviews*, 25, 2059-2081
- Sharpe, D.R. (1988). Glaciomarine Fan Deposition in the Champlain Sea. Dans N.R. Gadd (dir.), *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea* (p. 63-82). Ottawa : Geological Association of Canada.
- Sharpe, D. R., Shaw, J. (1989). *Erosion of bedrock by subglacial meltwater, Cantley, Quebec*. (Bulletin 101). Ottawa : Geological Society of America.
- Simard, J., Occhiatti, S. et Robert, F. (2003). Retrait de l'inlandsis sur les Laurentides au début de l'Holocène : transect de 600 km entre le Saint-Maurice et le Témiscamingue (Quebec). *Géographie physique et Quaternaire*, 57(2-3), 189-204. <http://id.erudit.org/iderudit/011313a>
- Sproule, J.C., (1939). The Pleistocene geology of the creek lake region, Saskatchewan. *Royal Society Canada*. 33(4), 101-109.
- Sugden, D.E. et John, B. S. (1965). The raised marine features of Kjove Land, east Greenland. *Geography Journal*. 131, 235-247

Sugden, D.E. et John, B.S. (1976). *Glaciers and Landscape: A Geomorphological Approach*. New York : Edward Arnold.

Tavenas F., Chagnon J.Y. et La Rochelle P., (1971). The Saint-Jean-Vianney landslide : observations and eyewitnesses accounts. *Revue canadienne de géotechnique*, 8(3), 463-478.

Terasmae, J. (1960). *Contributions to Canadian palynology No. 2, Part 1, A palynological study of post-glacial deposits in the St. Lawrence Lowlands*. (bulletin 56), Ottawa : Geological Survey of Canada.

Thériault, R., (2002). *Carte numérique de la géologie du Québec*. [Carte]. Échelle 1 : 2 000 000. (Rapport géologique DV 2002-06) Québec : Ministère des richesses naturelles, Direction générale de la recherche géologique.

Thomas, G.S.P et Chiverrell, R.C (2006). A model of subaqueous sedimentation at the margin of the Late Midlandian Irish Ice Sheet, Connemara, Ireland, and its implications for regionally high isostatic sea-levels. *Quaternary Science Reviews* 25, 2868-2893

Tolmachoff, I.P. (1927). Note on the Discovery of the Champlain Fauna on Lake St. John, Quebec, Canada. *Canadian Field Naturalist*. 41(6), 123-125.

Tremblay, E. (2005). 4 mai 1971 : la fin du monde à Saint-Jean-Vianney. *Cap-aux-Diamants : la revue d'histoire du Québec*, 82, 38-42.  
<http://id.erudit.org/iderudit/7073ac>

Tremblay, G. (1965). *Géomorphologie de la région d'Hébertville, comtés de Lac-Saint-Jean, Jonquière-Kénogami et Roberval*. (Mémoire de maîtrise), Université Laval.

Tremblay, G. (1967). Glacitectonique dans la partie est de la région du lac Saint-Jean. *Cahiers de géographie du Québec*, 11(24), 563-566.  
<http://id.erudit.org/iderudit/020746ar>

Tremblay, G. (1968). Note sur les crêtes morainiques de Saint-François-de-Sales. *Cahiers de géographie du Québec*. 12(27), 429-442.

Tremblay, G. (1971a). *Géologie et géomorphologie quaternaires à l'Est du Lac-Saint-Jean, Québec, Canada*. (Thèse de doctorat), Université de Paris.

Tremblay, G. (1971b). Conséquences géomorphologiques du relèvement artificiel du niveau du Lac Saint-Jean. *Cahiers de géographie du Québec*, 15(34), 115-130.

Tremblay, G. (1971c). Glaciation et déglaciation dans la région Saguenay - Lac-Saint-Jean, Québec, Canada. *Cahiers de géographie du Québec*, 15(36), 467-494.

Tremblay, G. (1971d). Sur les étapes successives de la mise en place d'une partie du réseau hydrographique dans la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean, Québec, Canada. *Cahiers de géographie du Québec*, 15(34), 105-114. <http://id.erudit.org/iderudit/020945ar>

Tremblay, G. (1971f). Structures sédimentaires dans les dépôts meubles, Saguenay-Lac-Saint-Jean, Québec. *Cahiers de géographie du Québec*, 15(36), 537-546. <http://id.erudit.org/iderudit/020986ar>

Veillette, J.J. (1988). Déglaciation et évolution des lacs proglaciaires post-Algonquin et Barlow au Témiscamingue, Québec et Ontario. *Géographie physique et Quaternaire*, 42(1), 7-31. <http://id.erudit.org/iderudit/032706ar>

Veillette, J. (1994). Evolution and paleohydrology of glacial lakes Barlow and Ojibway. *Quaternary Science Reviews*, 13 (9-10), 945-971. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0277379194900108>

Veillette, J. (2004). Ice-flow chronology and palimpsest, long-distance dispersal of indicator clasts, north of the St. Lawrence river valley, Quebec. *Géographie physique et Quaternaire*, 58(2-3), 187-216. <http://id.erudit.org/iderudit/013138ar>

Vincent, J.S. et Hardy, L. (1977). L'évolution et l'extension des lacs glaciaires Barlow et Ojibway en territoire québécois. *Géographie physique et Quaternaire*, 31(3-4), 357-372. <http://id.erudit.org/iderudit/1000283ar>

Walcott, R.I. (1970). Isostatic response to loading of the crust in Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 7, 716-727.

Warren, W.P. and Ashley, G.M. (1994). Origins of the ice-contact stratified ridges (eskers) of Ireland, *Journal of Sedimentary Research*, 64, 433-